JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

VIRIBUS UNITIS

XLVII. BAND 1897.

Mit 17 Tafeln.

12575

Wien, 1898.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Commission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, k. u. k. Hofbuchhandlung,

I., Graben 31.

California Academy of Sciences Library

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.

Inhalt.

Seite
Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt (März 1898) V
Correspondenten der k. k. geologischen Reichsanstalt 1897 VIII

Heft 1.

Seite
Zur Erinnerung an Heinrich Freiherrn von Foullon-Norbeeck. Von C. v. John 1
Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt—Goldenstein. Von Franz Kretschmer, Berg-Ingenieur in Sternberg. Mit einer geologischen Karte in Farbendruck (Tafel Nr. I) und einer Zinkographie im Text 21
Sarmatische Conchylien aus dem Oedenburger Comitat. Von R. Hoernes. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. II) und zwei Zinkotypien im Text 57
Die Klippe von St. Veit bei Wien. Von Dr. Egbert Wilhelm Ritter v. Hochstetter. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. III) und drei Zinkotypien im Text 95
Das Reichensteiner- und Bielengebirge. Ein Beitrag zur Kenntniss des schlesischen Gebirgslandes. Von J. Guckler 157

Heft 2.

Seite
Ueber den Lias des Hagengebirges. Von Albrecht von Krafft. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. IV) und 4 Zinkotypien im Text . . 199
Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. Von Hermann Veit Graber. Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. V bis VII) und 14 Zinkotypien im Text 225
Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. Von Georg Geyer. Mit 8 Profilen im Text 295
Die Carbonflora des Steinacherjoches. Von Dr. Fritz v. Kerner. Mit 3 lithographirten Tafeln (Nr. VIII—X) 365
Rhynchonellina Geyeri, ein neuer Brachiopode aus den Gailthaler Alpen. Von A. Bittner. Mit 2 lithographirten Tafeln (Nr. XI und XII) . 387

Heft 3 und 4.

Seite

Uebersicht der Wirbelthierfauna des „Böhmischen Massivs" während der anthropozoischen Epoche. Von J. N. Woldřich 393

Ueber die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteines in der Triasformation. Von A. Bittner 429

Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Von Dr. K. A. Weithofer. Mit 2 lithographirten Tafeln (Nr. XIII und XIV) 455

Ueber einige artesische Brunnenbohrungen in Ottakring und deren geologische und palaeontologische Resultate. Von Othenio Abel. Mit 4 Textfiguren und einer Tabelle 479

Der Bau des Gneissgebietes von Gross-Bittesch und Namiest in Mähren. Von Dr. Franz E. Suess. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. XV) 505

Der marine Tegel von Theben-Neudorf in Ungarn. Von Franz Schaffer. Mit 7 Zinkotypien im Text 533

Das Tertiär des Agramer Gebirges. Von Prof. Dr. Carl Gorjanović-Kramberger. Mit 3 Zinkotypien im Text 549

Zur Geologie der Bacau'er Karpathen. Von Dr. W. Teisseyre. Mit 2 Profiltafeln (Nr. XVI und XVII) und 33 Zinkotypien im Text. . 567

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1895—1897. Von C. v. John und C. F. Eichleiter 737

Verzeichniss der Tafeln.

Tafel — Seite

I zu: Franz Kretschmer. Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt—Goldenstein 21

II zu: R. Hoernes. Sarmatische Conchylien aus dem Oedenburger Comitat 57

III zu: Egbert Ritter v. Hochstetter. Die Klippe von St. Veit bei Wien 95

IV zu: Albrecht von Krafft. Ueber den Lias des Hagengebirges 199

V—VII zu: Hermann Veit Graber. Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten 225

VIII—X zu: Dr. Fritz von Kerner. Die Carbonflora des Steinacherjoches 365

XI—XII zu: A. Bittner. *Rhynchonellina Geyeri*, ein neuer Brachiopode aus den Gailthaler Alpen 387

XIII—XIV zu: Dr. K. A. Weithofer. Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens 455

XV zu: Dr. F. E. Suess. Der Bau des Gneissgebietes von Gross-Bittesch und Namiest in Mähren 505

XVI—XVII zu: Dr. W. Teisseyre. Zur Geologie der Bacau'er Karpathen 567

pl. X lacking 1.6b.36

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Stache Guido, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der eisernen Krone III. Cl., Commandeur d. tunes. Niscian-Iftkhar-Ordens, Phil. Dr., k. k. Hofrath, Ehrenmitglied der ung. geolog. Gesellschaft in Budapest und der naturforsch. Gesellsch. „Isis" in Dresden etc., III., Oetzeltgasse Nr. 10.

Vice-Director:

Mojsisovics Edler von Mojsvár Edmund, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der eisernen Krone III. Cl., Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, Officier des k. italienischen St. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, Ehrenbürger von Hallstatt, Jur. U. Dr., k. k. Oberbergrath, wirkl. Mitglied der kaiserl. Akad. der Wissenschaften in Wien, Foreign Member der geologischen Gesellschaft in London, Ehrenmitglied der Société des Natural. de St. Pétersbourg, der Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Soc. géol. de Belgique in Lüttich, des Alpine Club in London und der Soc. degli Alpinisti Tridentini, corresp. Mitglied der kaiserl. Akad. der Wissenschaften zu St. Petersburg, der R. Academia Valdarnese del Poggio in Monte varcchi, des R. Istituto Lomb. di scienze, lettere ed arti in Mailand, der Acad. of Natur. Scienze in Philadelphia, der British Association for the Advancement of science in London etc., III., Strohgasse Nr. 26.

Chefgeologen:

Paul Carl Maria, Ritter des kaiserl. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Oberbergrath, Mitglied der Leop. Car. Akad. der Naturf. in Halle, III., Seidelgasse Nr. 34.

Tietze Emil, Ritter des k. portugiesischen Sct. Jacobs-Ordens, Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, Phil. Dr., k. k. Oberbergrath, Mitglied der Leop. Car. Akad. der Naturf. in Halle, Vicepräsident der k. k. geogr. Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der kgl. serbischen Akad. d. Wissensch. in Belgrad, Ehrencorrespondent der geogr. Gesellschaft in Edinburgh, corresp. Mitglied der geogr. Gesellschaften in Berlin und Leipzig, der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur in Breslau und der Société géologique de Belgique in Lüttich etc., III., Ungargasse Nr. 27.

Vacek Michael, III., Erdbergerlände Nr. 4.

Bittner Alexander, Phil. Dr., III., Thongasse Nr. 11.

Vorstand des chemischen Laboratoriums.

John von Johnesberg Conrad, III., Erdbergerlände Nr. 2.

Geologen:

Teller Friedrich, k. k. Bergrath, III., Kollergasse Nr. 6.
Geyer Georg, III., Sofienbrückengasse Nr. 9.

Adjunkten:

Tausch Leopold v., Phil. Dr., III., Boerhavegasse Nr. 31.
Bukowski Gejza v., III., Marxergasse Nr. 27.
Rosiwal August, Privatdocent an der k. k. technischen Hochschule, II., Untere Augartenstrasse Nr. 37.

Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., III., Hauptstrasse Nr. 33.

Assistenten:

Dreger Julius, Phil., Dr., XIX., Nusswaldgasse Nr. 7.
Eichleiter Friedrich, III., Thongasse Nr. 4.
Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., III., Rennweg 14.
Jahn Jaroslav, Phil. Dr., III., Pragerstrasse Nr. 13.

Praktikanten:

Suess Franz Eduard, Phil. Dr., II., Afrikanergasse Nr. 9.
Kossmat Franz, Phil. Dr., V., Wildemanngasse Nr. 4.
Krafft von Dellmensingen Albrecht, Phil. Dr., VIII., Lammgasse Nr. 4.

Für die Kartensammlung:

Jahn Eduard, Besitzer des goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III., Messenhausergasse Nr. 8.
Skala Guido, III., Hauptstrasse Nr 81.
Lauf Oscar, VII., Kaiserstrasse Nr. 8.
} Zeichner.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Rechnungsrevident, III., Marxergasse Nr. 23.

Diurnist:

Kotscher Wilhelm, III., Schlachthausgasse Nr. 14.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes mit der Krone Laborant: Kalunder Franz Zweiter Amtsdiener: Palme Franz Dritter Amtsdiener: Ulbing Johann Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Ružek Stanislaus Amtsdienergehilfen für das Museum: Špatný Franz, Kreyča Alois Heizer: Kohl Johann	III., Rasumoffskygasse Nr. 23 u. 25.

Portier:

Erjauz Anton, Real-Invaliden-Corporal, III., Hauptstrasse 1.

Correspondenten

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

1897.

Leopold Schneider, k. k. Bergrath an dem k. k. Generalprobir-Amte in Wien.

Dr. K. A. Weithofer, Bergwerks-Ingenieur und Betriebsleiter in Parschnitz bei Trautenau in Böhmen.

P. Johann Wiesbaur, Professor der Naturgeschichte an dem Gymnasium in Duppau in Böhmen.

Č. Zahálka, Professor an der landwirthschaftl. Mittelschule in Raudnitz in Böhmen.

Dr. W. Teisseyre, Docent für Geologie an der Universität in Lemberg.

Dr. L. Sipöcz, Leiter des Sprudel-Salzwerkes in Karlsbad.

Karl Kögeler, k. k. Notar in Kötschach, Kärnten.

Ausgegeben am 30. April 1897.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

JAHRGANG 1897. XLVII. BAND.

1. Heft.

Mit Tafel I—III.

Wien, 1897.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Commission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung,

I., Graben 31.

Zur Erinnerung an Heinrich Freiherrn von Foullon-Norbeeck.

Von C. v. John.

Selten hat die Nachricht von dem Tode eines Forschers so grosses Aufsehen erregt und so allgemeine Theilnahme hervorgerufen, wie die von der Ermordung unseres lieben Collegen Baron Heinrich von Foullon-Norbeeck, der unter ganz aussergewöhnlichen Verhältnissen in Ausübung seines Berufes am 10. August 1896 auf der Salomonsinsel Guadalcanar bei einem meuchlerischen Ueberfall der Eingeborenen dieser Insel sein Leben einbüsste. Zu dem allgemeinen Aufsehen trug vor allem der Umstand bei, dass die Expedition von der österreichischen Regierung, respective der Marinesection des k. k. Reichskriegsministeriums angeregt und ausgerüstet worden war. und neben Baron Foullon noch ein Seeofficier und mehrere Matrosen den Tod bei dem Ueberfall gefunden hatten. Nicht zum wenigsten war es aber rein menschliche Theilnahme, die sich hineindachte in die Gefühle eines Sterbenden, der weit weg von Familie und Vaterland sein Leben aushauchen musste, und die sich das tiefe Leid seiner hinterbliebenen Gemahlin und seiner drei Kinder vorstellte, die nicht einmal den Trost hatten, dass der Verstorbene regelrecht bestattet worden war und dass sie sein Grab besuchen können. Wenn schon, wie gesagt, die allgemeine Theilnahme eine intensive war, so war der Eindruck, den die Nachricht von dem Tode Baron Foullon's auf seine Collegen und zahlreichen Freunde machte, ein natürlich noch viel stärkerer. Baron Foullon war eine höchst liebenswürdige Natur und daher auch bei seinen Collegen sehr beliebt. Er war ein Optimist von, ich möchte sagen, fröhlichem Wagemuth, der bei allen seinen Unternehmungen und Reisen immer das Ziel derselben im Auge hatte, ohne die etwa auftauchenden Schwierigkeiten besonders zu bedenken oder zu berücksichtigen, ein Mann, dessen Wahlspruch „Frisch gewagt ist halb gewonnen“ war. Man kann auch sagen, dass der Verlauf seines Lebens seiner Anschauung entsprach, alle seine Reisen glückten ihm, nie traf ihn bei denselben ein ernstlicher Unfall und jedesmal konnte er den Zweck derselben als erfüllt ansehen. Um so tragischer war der erschütternde Ausgang seiner letzten Reise nach Australien. Auf alle, die ihn gekannt, machte der Gedanke an das Ende einer so kräftigen Frohnatur einen tiefen, unauslöschlichen Eindruck.

In Folgendem will ich versuchen, eine kurze Biographie des Verstorbenen zu geben und dabei den Zusammenhang seiner wissenschaftlichen Arbeiten mit den jeweiligen Verhältnissen, unter denen sich Baron Foullon befand, besonders also auch mit seinen Reisen, festzustellen. Bei dem allgemeinen Interesse, welches den Umständen, unter denen Baron Foullon seinen Tod fand, entgegengebracht wird, lasse ich dann den amtlichen Bericht über die Katastrophe von Guadalcanar folgen.

Zum Schlusse gebe ich ein, wie ich hoffe, vollständiges Verzeichniss seiner wissenschaftlichen Schriften, die ein Bild der reichen Thätigkeit des Verstorbenen geben.

Heinrich Freiherr von Foullon-Norbeeck wurde am 12. Juli 1850 in Gaaden bei Mödling nächst Wien geboren. Er besuchte 1861—1867 die Oberrealschule am Schottenfeld in Wien und studirte hierauf in den Jahren 1867—1870 an den Bergakademien in Schemnitz und Przibram. Vom October 1871 bis 1872 diente dann Freiherr von Foullon als Einjährig-Freiwilliger beim Feldartillerie-Regimente Nr. 7 und wurde nach Ablegung der Officiersprüfung Lieutenant in der Reserve.

Um die an den Bergakademien erlangten theoretischen Kenntnisse durch praktische Erfahrungen zu bereichern, trat er bei der Hohenwanger Hauptgewerkschaft in der Eisenhütte zu Store bei Cilli in Südsteiermark ein, wobei er auch nebenbei Gelegenheit hatte, den Kohlenbergbau zu studiren. Nach einigen Monaten verliess er diese Stellung und wurde, durch persönliche Verhältnisse veranlasst, Verwaltungs-Adjunct bei einem Silberbergbaue in Schemnitz, an welchem er einen Antheil besass. Nachdem er mehrere Jahre in dieser Stellung verblieben, siedelte er nach Wien über und trat im Jahre 1878 als Volontär in das chemische Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt ein. Als solcher hatte er Gelegenheit, sich an den Arbeiten unseres chemischen Laboratoriums zu betheiligen und sich vor Allem zum geübten und tüchtigen Analytiker heranzubilden. Ausserdem lernte er hier die grossen Sammlungen unseres Institutes kennen und begann sich mit Petrographie und mikroskopischer Untersuchung von Gesteinen zu beschäftigen, wozu er in unserem chemischen Laboratorium vollauf Gelegenheit hatte, da in demselben schon damals eine ziemlich bedeutende Dünnschliffsammlung bestand, an der Baron Foullon studiren konnte und, von den Aufnahmsgeologen gesammelt, immer das nöthige Material vorhanden war, um selbständig die Bestimmung und Beschreibung noch nicht untersuchter Gesteine durchführen zu können.

Ausserdem hegte er lebhaftes Interesse an der von dem damaligen Vorstande des chemischen Laboratoriums C. v. Hauer mit besonderer Vorliebe und Virtuosität gepflegten Herstellung künstlicher Krystalle. Baron Foullon stellte selbst viele solche Krystalle dar und untersuchte mehrere derselben chemisch und krystallographisch. So fehlte es ihm an geistiger Anregung an unserer Anstalt nicht. Er begnügte sich aber nicht allein damit, an den Arbeiten im chemischen Laboratorium theilzunehmen, sondern besuchte nebenbei durch sechs

Semester hindurch Vorlesungen an der k. k. Universität in Wien, und zwar besonders die von Professor Dr. E. Suess über Geologie, von Professor Dr. E. Ludwig und Professor Dr. Lieben über allgemeine Chemie, von Professor Dr. A. Schrauf über Mineralogie und Krystallographie und von Professor Dr. G. Tschermak über Mineralogie und Petrographie und nahm an den praktischen Uebungen in den mineralogischen und mineralogisch-petrographischen Instituten der k. k. Universität theil, wobei er ausser von den Professoren Tschermak und Schrauf auch von den damaligen Docenten Dr. A. Brezina und Dr. F. Becke Unterweisung und wissenschaftliche Anregung erhielt.

So kann man wohl sagen, dass Baron Foullon in jeder Hinsicht wohl vorbereitet war, als er nach dem Tode C. v. Hauer's (1880) neben dem Vorstande C. v. John 1881 Assistent des chemischen Laboratoriums der k. k. geologischen Reichsanstalt wurde.

Aus dieser ersten Zeit seiner wissenschaftlichen Thätigkeit stammen seine Arbeiten über die Minerale führenden Kalke aus dem Valle Albiole (1880), über die Eruptivgesteine von Recoaro (1880), sowie seine „Krystallogenetischen Beobachtungen" (1881) und seine erste Arbeit über krystallisirtes Zinn (1881). Assistent des chemischen Laboratoriums blieb er bis 1885, in welchem Jahre er zum Adjuncten ernannt wurde. Als Assistent und Adjunct setzte er seine Arbeiten in derselben Richtung fort. Er beschrieb eine grosse Anzahl von einzelnen Mineral- und Gesteinsvorkommen, die theils an die geologische Reichsanstalt eingesendet wurden, theils von verschiedenen Aufnahmsgeologen gesammelt worden waren, wie die Eruptivgesteine von Montenegro (1882 und 1884), die krystallinischen Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennsthale (1883), den Meteorstein von Alfianello (1883), Porphyrite aus Tirol (1886) etc.

Daneben liess er auch seine krystallographischen Arbeiten nicht ruhen und schrieb unter anderem nochmals über krystallisirtes Zinn (1884) und über die Krystallform des Barythydrates und Zwillinge des Strontianhydrates (1885).

Im Jahre 1883 machte Baron Foullon im Auftrage des k. k. Handelsministeriums am Arlberg Studien über die Beschaffenheit der beim Tunnelbau erbohrten Gesteinsproben. Er verblieb deshalb über zwei Monate daselbst und beschrieb die gesammelten Gesteine in zwei Publicationen (1884 und 1885).

Baron Foullon hatte von jeher einen grossen Drang, Reisen in entlegene Gebiete zu machen. Er hatte später auch Gelegenheit, viele solche Reisen zu unternehmen, die er meist behufs Untersuchung nutzbarer Erze für Private oder auch für die Regierung machte. Im Jahre 1885 reiste er mit Unterstützung eines ihm vom damaligen Director D. Stur verliehenen Schlönbachstipendiums mit Dr. V. Goldschmidt in die Türkei, Griechenland, Kleinasien und auf verschiedene griechische Inseln. Als Resultat dieser Reise erschien ein kleiner Aufsatz in unseren Verhandlungen über diese Reise (1885) und mit Dr. V. Goldschmidt zusammen eine Arbeit über die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos (1887).

Nach dieser Reise setzte er seine gewöhnliche Thätigkeit im chemischen Laboratorium der Anstalt fort, trachtete aber immer danach, grössere Reisen zu machen, die er meist für Private behufs Untersuchung von Erzvorkommen unternahm.

Aus dieser Zeit stammen seine Arbeiten über weitere zahlreiche an unsere Anstalt gesandte Mineralien und Gesteine, ferner über den sogenannten Blasseneckgneiss (1886), mit Max Schuster zusammen über das optische Verhalten und die chemische Zusammensetzung des Andesins von Bodenmais (1887), über die Graniteinschlüsse im Basalt vom Rollberg bei Niemes in Böhmen (1888), über die Meteorsteine von Shalka und Manbhoom (1888), über die Gesteine und Mineralien der Insel Rhodus (1891) etc.

Mit dem Schreiber dieser Zeilen veröffentlichte er neben einer Reihe von Zusammenstellungen über die Arbeiten im chemischen Laboratorium (1881, 1886, 1888 und 1892) einen Aufsatz über die chemische Untersuchung der vier Trinkquellen von Luhatschowitz in Mähren (1890).

Im Jahre 1889 machte Baron Foullon eine grössere Reise in den Ural, um die Nickelerzvorkommen desselben zu studiren, wobei er besonders das Vorkommen von Revda eingehend untersuchte. Später, im Jahre 1890, bereiste er Nordamerika und speciell Canada, um die Nickelerzlagerstätten daselbst zu studiren. Er besuchte dabei besonders Riddle in Oregon und den District vom Sudbury in Canada. Ausserdem machte er im Jahre 1891 noch behufs Untersuchung von Nickelerzvorkommen Reisen nach Schluckenau in Böhmen, Frankenstein in Preussisch-Schlesien und nach Avala in Serbien. Alle diese genannten Nickelerzvorkommen beschrieb er dann in einem kleineren und einem grösseren Aufsatze (1891 und 1892). Im Jahre 1892 schied Baron Foullon aus dem Verbande unserer Anstalt, um als Montansecretär in den Dienst der Landesregierung für Bosnien und die Herzegowina zu treten. Als solcher hatte er oft Gelegenheit, nach Bosnien zu kommen und besonders die alten Bergbaue auf Gold zu studiren, über welche er einen interessanten Aufsatz in unserem Jahrbuche veröffentlichte (1892).

Im Jahre 1893 unternahm er seine erste grosse Reise nach Australien, bei welcher er Gelegenheit hatte, das grosse Kupfervorkommen „Walleroo“ in Südaustralien, das Blei-Silberwerk Brokenhill in der Colonie Süd-Wales, ferner auf Tasmanien das Goldgebiet Beaconsfield-Salisbury, das kolossale Zinnerzvorkommen des Mount Bischoff und das Silber-Bleivorkommen von Zeehan besuchen zu können. Ausserdem war er auf Neuseeland in den berühmten Geysirgebieten, auf den Salomonsinseln Choiseul, Jsabel, Malaita und Guadalcanar und besuchte den Archipel von St. Cruz und Neu-Caledonien.

Ueber diese Reise hat er eine kurze Mittheilung in unseren Verhandlungen (1894) gemacht, in welcher er genauere Mittheilungen über die Erzvorkommen, die er bei dieser Reise auf Neu-Caledonien und dem Archipel von St. Cruz, sowie auf den Salomonsinseln gesehen hatte, zu machen versprach.

Leider sollte es dazu nicht mehr kommen. Am 27. Februar 1896 trat Baron Foullon, nachdem er zum Chefgeologen extra statum an unserer Anstalt ernannt worden war, die zweite, für ihn so ver-

hängnissvolle Reise nach Australien an. Er besuchte wieder die Salomonsinseln Choiseul, Isabel und Guadalcanar.

Auf letzterer Insel wollte er den 5500 Fuss hohen Lionshead besteigen, um verschiedene Erzgänge, die dort auftreten, weiter zu verfolgen, als ihn am 10. August 1896 das Verhängniss ereilte und er sein Leben, fern von Familie und Heimat, bei dem tückischen Ueberfall durch die Eingeborenen Guadalcanars einbüsste. Bei dem allgemeinen Interesse, welches die Umstände, unter denen sein thatenreiches Leben abschloss, hervorriefen, sei hier der amtliche Bericht über den meuchlerischen Ueberfall auf das Expeditionscorps S. M. Schiff „Albatros", welcher sich am 10. August 1896 auf der Insel Guadalcanar zugetragen hat, wiedergegeben:

I.

Zum Zwecke der wissenschaftlichen Erforschung des Inneren der sehr gebirgigen Insel Guadalcanar war „Albatros" am 5. August l. J. an deren Nordostküste bei Gora vor Anker gegangen.

Nach Anwerbung von vier eingeborenen Führern, Küstenbewohnern, verliess eine Expedition am 6. August um $^1/_2$8 Uhr Morgens das Schiff, um den Marsch landeinwärts zunächst nach dem 5500 Fuss hohen Lionshead anzutreten.

Die Expedition bestand aus ihrem wissenschaftlichen Leiter, dem Chefgeologen Freiherrn von Foullon von Norbeeck, und seinen aus Wien mitgenommenen Dienern Nickel und Kraus, ferner aus der militärischen Bedeckung vom Bemannungsstande S. M. Schiffes „Albatros". Letztere zählte insgesammt 24 Mann, hierunter der Commandant der Abtheilung Linienschiffs-Fähnrich Franz Budik und die Seecadetten 2. Classe Armand de Beaufort und Max Rosen. Die Bedeckungsmannschaft war wie bei ähnlichen vorangegangenen Unternehmungen beinahe durchgehends mit unserem 8 *mm*-Repetirgewehre, die Stabspersonen mit Revolver bewaffnet.

In Anbetracht der zu bewältigenden äusserst schwierigen Terrainverhältnisse — im Flachlande zum Theile sumpfiger, zum Theile von dichtem Unterholze überwucherter Boden, in den höheren Regionen theils dichter Wald, theils steiniges Terrain von ausgesprochenem Hochgebirgscharakter — musste die Ausrüstung der Expeditionstruppe diesen Verhältnissen angepasst werden. Sie bestand in der unumgänglich nothwendigen Anzahl von Zelten, einem Lebensmittelvorrath für 8 Tage, einigen Werkzeugen, um Holz zu fällen und Durchhaue zu machen, endlich aus der erforderlichen Gewehr- und Revolver-Munition. Zum Verkehre mit den Eingeborenen waren mehrere Stangen Tabak und einige Messer als Tauschartikel mitgenommen worden.

Mangels zuverlässiger Karten und sonstiger Behelfe konnte die Dauer dieser im wahren Sinne des Wortes in die Wildniss führenden Expedition nur annähernd festgesetzt werden: es bestand deshalb auf Grund der bei früheren Expeditionen gemachten Erfahrungen, wonach die thunlichst geringe Belastung des Mannes sich als zwingendes Gebot herausstellte, schon beim Abmarsche die Absicht, nach Erreichung eines für die wissenschaftlichen Forschungen gewissermassen als Operations-

basis geeigneten Lagerplatzes einen Theil der Bedeckung an die Küste zurückzusenden, damit durch diese Massnahme der Lebensmittelvorrath für den verbleibenden Theil der Expedition auf weitere zwei Tage erstreckt werden könne.

Der Marsch ging anfänglich, obwohl durch das sumpfige Terrain und die glühende Sonnenhitze äusserst erschwert, ohne Unfall von statten.

Nachdem über Nacht gelagert worden war, erreichte die Expedition am 7. August Abends nach einer bisherigen 11stündigen Marschleistung das Dorf Arotti.

Die vorhin erwähnte Rücksendung eines Theiles der Bedeckung musste schon vor dem Weitermarsche am nächsten Morgen platzgreifen, weil nun zwei Fussmarode die Bewegung der Truppe zu sehr behindert haben würden und es nicht anging, dieselben allein und ohne weiteren Schutz zurückzulassen. Es erhielt sonach der Seecadet Rosen den Befehl, mit den beiden Marschunfähigen und weiteren 6 Mann als Bedeckung an Bord zurückzukehren.

In Fortsetzung des nun immer beschwerlicher werdenden Marsches gegen den Lionshead und nachdem noch zweimal gelagert worden war, gelangte die Expedition schliesslich am 9. August gegen Mittag an eine geeignete Stelle, von welcher aus Baron Foullon vorläufig die Erforschung des dem Lionshead vorgelagerten Bergkegels Tatube vorzunehmen beabsichtigte.

In einer Höhe von 950 *m* über dem Meeresniveau wurde hier am Fusse des Berges Tatube ein bleibendes Lager errichtet. Der bisher zurückgelegte Weg betrug annähernd 7 deutsche Meilen.

Freiherr von Foullon verschob der schon vorgerückten Tageszeit wegen den Aufstieg auf den Tatubeberg auf den nächsten Morgen.

Die Besteigung versprach in Folge der sehr steilen Wände dieses Kegels eine äusserst schwierige und zeitraubende zu werden. Dies bewog den in solchen Unternehmungen höchst erfahrenen Baron Foullon, sich bei dieser Tour nur von einem Theile der Bedeckung, und zwar nur von unbepackten und des Bergsteigens gewohnten Leuten begleiten zu lassen.

Die Zweitheilung der Bedeckung wurde sonach beschlossen; sie konnte aus dem Grunde nicht umgangen werden, weil Baron Foullon, über einen reichen Schatz an Erfahrungen verfügend, nachdrücklichst die Erklärung abgegeben hatte, dass unter den obwaltenden Verhältnissen ein Aufstieg mit der gesammten Bedeckungsmannschaft unmöglich und das Bestehen auf Nichttheilung mit dem Aufgeben des Zweckes der Expedition gleichbedeutend sein würde.

Kurz nachdem das Lager bezogen worden war, hallten von den umliegenden Berglehnen und aus den angrenzenden Thälern Rufe, welche Baron Foullon, dem die Sitten und Gebräuche der Eingeborenen von früheren Forschungsreisen her geläufig waren, als Avisorufe bezeichnete, die zu dem Zwecke gegeben wurden, damit die Weiber der Eingeborenen vor den Weissen in Sicherheit gebracht werden.

Allgemach tauchten in der Umgebung einzelne Eingeborene (Bushmen, wie die Bewohner der Berge genannt werden) hinter Büschen auf, die sich jedoch, sobald sie sich bemerkt sahen, scheu wieder zurückzogen.

Die von der Expedition als Führer mitgenommenen Küstenbewohner wollten bei ihrem Anblicke auf sie das Feuer eröffnen; doch ist dies vom Commandanten der Abtheilung nicht gestattet worden. Es wurde von der Expedition eben strenge vermieden, die Eingeborenen in irgend einer Weise zu einem feindseligen Vorgehen aufzureizen.

Mit der vorrückenden Tageszeit tauchten die Bushmen in wachsender Zahl auf und gaben durch Gesten ihre Absicht kund, mit den Lagernden in Verhandlung zu treten.

Da Freiherrn von Foullon nicht mit Unrecht die Möglichkeit vorschwebte, von den Bushmen einen Führer für die geplante Besteigung der Höhen zu erlangen, wurde auf die Verständigung mit diesen Leuten eingegangen, ihnen Tabak in Stangenform zum Geschenke angeboten und von ihnen auch das Versprechen erzielt, am nächsten Morgen drei Führer beizustellen

Zur Kennzeichnung dieser Wilden sei hervorgehoben, dass sie bei Einleitung der Verhandlung ängstliche Scheu bezeigten und wiederholt entflohen, ehe man zum Abschlusse des Uebereinkommens kommen konnte. Auch unterliessen sie nie, vor dem Betreten des Lagers unaufgefordert ihre Waffen wegzuwerfen.

Alle diese Wahrnehmungen schienen die Ansicht des Freiherrn von Foullon zu bekräftigen, nach welcher man es mit „armen Teufeln" zu thun hätte, von denen eine ernstliche Behelligung nicht zu befürchten stand.

Trotz dieser anscheinend beruhigenden Sachlage ist indess nichts unterlassen worden, was zur Sicherung des Lagers gegen einen feindlichen Ueberfall beitragen konnte; im Besonderen bestimmten die nicht enden wollenden Avisorufe in der Umgegend den Lagercommandanten, während der Nacht verschärften Wachdienst halten zu lassen.

Im Uebrigen verlief die Nacht ruhig. Auf den Berglehnen brannten einige Feuer.

II.

Am Morgen des 10. August um 5 Uhr wurde alles im Lager geweckt und nach dem Abkochen zum Aufbruche gerüstet. Die bestellten drei Führer trafen bei Sonnenaufgang nur mit Bergstöcken ausgerüstet und gefolgt von einigen kleinen Knaben, welche Bananen trugen, im Lager ein.

Nach den am Vortage mit dem wissenschaftlichen Leiter der Expedition getroffenen Vereinbarungen war die Abtheilung, welche den Bergkegel Tatube zu besteigen hatte, zusammengesetzt aus dem Baron Foullon, seinen beiden Dienern, zwei Unterofficieren, drei Matrosen und dem militärischen Commandanten der Abtheilung Linienschiffs-Fähnrich Budik, mithin im Ganzen aus 9 Mann und den drei als Führern hinzugekommenen Bushmen.

Ueber ausdrücklichen Wunsch des Freiherrn von Foullon ward nur eine Mittagsration mitgenommen, da die Absicht bestand,

noch am nämlichen Abende nach dem Lager zurückzukehren. An Schusswaffen verfügte diese Expedition über fünf Mannlichergewehre mit je 40 Patronen nebst der Waffe des Officiers, einem geladenen 11 *mm* Revolver.

Die erübrigende Mannschaft — 8 Mann und drei Führer (Eingeborene von der Küste) — hatte unter dem Commando des Seecadeten Beaufort bis zur Rückkehr des Forschungs-Detachements das Lager zu bewachen.

Der Aufbruch, welcher sich wegen Beschaffung von Trinkwasser aus bedeutender Entfernung verzögert hatte, geschah endlich um $^1/_2$8 Uhr Morgens, nicht ohne dass vorher dem Lagercommandanten die bindendsten Befehle wegen Organisirung des Sicherheitsdienstes ertheilt worden wären.

Die Marschordnung während des Aufstieges war folgende; Voran einer der drei Bushmen als Führer, dann Diener Nickel, Freiherr von Foullon, Diener Kraus, die zwei Unterofficiere und 3 Matrosen, sodann folgte Linienschiffs-Fähnrich Budik, welcher seinen Posten an der Queue aus dem Grunde einnahm, weil ein eventueller Ueberfall nur von rückwärts als wahrscheinlich zu gewärtigen war. Den Schluss der Colonne bildeten die beiden anderen Führer.

Der Weg führte an einer steilen Lehne. Ab und zu gesellten sich einzelne seitlich auftauchende Bushmen hinzu und schlossen sich der Expedition von rückwärts an.

Ihr Erscheinen hatte Baron Foullon dahin erklärt, dass es bei den Eingeborenen Sitte sei, ihren Kameraden, welche als Führer dienen, zur Beruhigung in ihrer Furcht vor den Weissen das Geleite zu geben, welche Anschauung darin Beglaubigung fand, dass bei vorangegangenen Expeditionen S. M. Schiffes „Albatros" die Erfahrung gemacht worden war, dass Führer meist nur unter dem Zugeständniss der Begleitung ihres mitunter zahlreichen Anhanges erlangt werden konnten.

Von den dem Zuge sich beigesellten Bushmen waren blos einige ältere Leute, und zwar mit Tomahawks bewaffnet.

Nach ungefähr dreiviertelstündigem Marsche gelangte die Abtheilung zu einem zwischen zwei Höhenrücken situirten Steingraben. Hier, wo Wasser vorgefunden wurde, ward Halt gemacht, um den Durst zu stillen und die Feldflaschen erneuert zu füllen. Zur gegebenen Zeit war die Expedition von beiläfig 20 Eingeborenen begleitet.

Mittlerweile drängte sich einer der älteren mit einer Keule bewaffneten Bushmen wiederholt an den Linienschiffs-Fähnrich Budik heran, um sich dessen Revolver zu besehen und ihm für denselben die Keule zum Tausche anzubieten, welches Ansinnen stets entschieden, doch ohne jede Provocation zurückgewiesen wurde.

Bald hierauf waren in der Richtung des Lagers zwei Schüsse zu vernehmen; gleichzeitig wurde auf der jenseitigen Lehne des Steingrabens ein reich geschmückter Bushmen sichtbar, der eilends auf die Abtheilung zukam.

Unmittelbar darnach sprangen aus den umliegenden Gebüschen noch mehrere Eingeborene hervor und betheiligten sich an dem Angriffe, der gewissermassen mit einem Keulenschlag des vorhin er-

wähnten Bushmen gegen Linienschiffs-Fähnrich Budik den Anfang nahm.

Im selben Augenblicke war kein Zweifel mehr vorhanden, dass der von der Lehne herabgeeilte Bushmen das Zeichen zum allgemeinen Angriffe gegeben haben müsse.

Schiffsfähnrich Budik kam seinem Angreifer, der mit jener Keule nach ihm ausholte, mit einem tödtlichen Revolverschusse zuvor, so dass die Keule seine Schulter nur leicht gestreift hatte.

Während sich dieser Einzelnkampf abspielte, waren auch Freiherr von Foullon, ein Unterofficier und ein Matrose von rücklings verwundet worden.

Die meisten Bushmen suchten sofort, nachdem der Schuss aus dem Revolver gefallen, ihr Heil in der Flucht und es eröffnete die Mannschaft das Gewehrfeuer auf sie.

Nachdem Budik vorerst den Angreifer des zusammengestürzten Unterofficiers durch einen Schuss aus seinem Revolver niedergestreckt hatte, eilte er Freiherrn von Foullon zu Hilfe, welcher, mit einer Hand sich den Nacken haltend, an einem Felsblock Stütze suchte.

Auf das Befragen, was ihm geschehen sei, war noch nicht die Antwort gegeben, als der vor dem schwer verwundeten Baron am Boden liegende Angreifer, welchen der Diener niedergeschlagen hatte, sich plötzlich erhob und neuerdings zum Schlage ausholen wollte. Auch dieser Bushmen wurde vom mehrgenannten Seeofficier niedergeschossen, bevor noch der Freiherr den Ausruf: „Herr Schiffsfähnrich, dem geben's noch einen Schuss!“ vollenden konnte.

Während nun Linienschiffs-Fähnrich Budik bemüht war, dem Freiherrn von Foullon, welcher eine klaffende Wunde im Genicke und eine schwere Verletzung an der rechten Schulter erhalten hatte, den Nothverband anzulegen, unterhielt die Mannschaft einschliesslich der Verwundeten ein wohlgezieltes Feuer auf die Fliehenden, wobei es wohl unvermeidlich war, dass viele Eingeborene, welche sich im Busche noch versteckt hielten, niedergestreckt wurden.

Die Verluste auf feindlicher Seite betrugen mindestens 20 Todte.

Von den zwei verletzten Mannschaftspersonen hatte Marsgast Peter Mazas eine schwere Stirnwunde mit Austritt des Gehirns, Matrose Nicolo Lovrić eine Lappenwunde am Hinterkopfe davongetragen. Der Diener Nickel wurde dank des Umstandes, dass sein Rucksack die Wirkung eines gewaltigen Tomahawkhiebes abgeschwächt hatte, am Rückgrat nur leicht verletzt.

Nachdem auch diesen Verwundeten durch Linienschiffs-Fähnrich Budig Nothverbände angelegt worden waren, wurde ungesäumt der Rückmarsch nach dem Lager angetreten, aus welchem nach den früher gefallenen zwei Schüssen noch weitere vernommen wurden.

Während des circa einstündigen Abstieges hielten sich die Schwerverwundeten auf ganz aussergewöhnliche Weise standhaft.

Im Lager hatte sich mittlerweile Folgendes zugetragen:

Verführt durch die von Bushmen den Weissen gegenüber zur Schau getragene Furchtsamkeit, liess Seecadet Beaufort die Bushmen unbehindert das Lager betreten, welche sich nun der in zwei Gruppen beim Frühstück an den beiden Lagerfeuern sitzenden Mannschaft bei-

gesellten, an welche sie Bananen und Zuckerrohre vertheilten. Seecadet de Beaufort stand allein abseits bei den Zelten. Die Gewehre waren geladen in Pyramiden angesetzt. Die mit Revolvern Bewaffneten hatten denselben umgeschnallt.

Plötzlich überfielen Massen von Eingeborenen mit einem Häuptling das Lager.

Diejenigen Leute der Lagerbesatzung, welche nicht sofort niedergeschlagen worden sind, sprangen zu ihren Gewehren und es entwickelten sich nunmehr erbitterte Einzelnkämpfe.

Gleich zu Beginn des Ueberfalles fielen Sanitätsmatrose Jacob Dokovic und Matrose Gustav Chaloupka unter den tödtlichen Streichen der Wilden. Waffenmaat Koloman Neupor wurde durch einen Tomahawkhieb am Rücken, Marsgast Anton Kovačević durch einen Hieb am Kopfe und einen zweiten an der Schulter, Matrose Franz Sepčić durch einen Tomahawkhieb am Kopfe schwer verwundet.

Im Handgemenge wurden noch, und zwar schwer verwundet der Marsgast Peter Curčić durch einen Axthieb auf den Kopf, nachdem er vorher einen der Angreifer des Seecadeten Beaufort erschossen hatte; überdies wurde ihm das rechte Kniegelenk durch einen Speer durchbohrt.

Von den im Lager befindlichen drei eingeborenen Führern von der Küste ist einer aus der Ortschaft Gora getödtet worden; dem Führer Johny Paramota von der Balesumamündung wurde der Mittelfinger der rechten Hand zerschmettert.

Von den unverletzt Gebliebenen, den Matrosen Scaričić und Wagemann, von welchen letzterer die noch aufgestellt gebliebenen Gewehre beschützte, ward bis zur Flucht der Bushmen unausgesetzt ein lebhaftes Gewehrfeuer unterhalten, an welchem auch die Verwundeten nach Kräftezulass noch Antheil nahmen.

Der schwerverwundete Matrose Sepčić hatte im Handgemenge einen Wilden mit dem Bajonett durchstochen und gleichzeitig schiessend zwei andere getödtet.

Seecadet de Beaufort, welcher dem schwerverwundeten Neupor beigesprungen war und dessen Angreifer in einen Graben gestossen hatte, fiel hierauf, aus vielen Wunden blutend, todt zu Boden. Ein Wilder, welcher sich über den Leichnam hermachen wollte, wurde vom schwerverwundeten Kovačević niedergeschossen. Derselbe Unterofficier schoss sodann bei Säuberung des Lagers fünf hinter einer verlassenen Hütte zum Angriff lauernde Bushmen mit einem einzigen Schusse in den dahinter liegenden Abgrund.

Bei der Ankunft des vom Tatubeberg abgestiegenen Detachements im Lager wurden sonach von demselben angetroffen: der Lagercommandant und zwei Matrosen todt, drei Unterofficiere und ein Matrose schwer verwundet; mithin verblieben von der Besatzungsmannschaft blos zwei Mann unverletzt.

Linienschiffs-Fähnrich Budik richtete mit den noch Wehrfähigen unverweilt den Sicherheitsdienst ein und beeilte sich sodann, dem Freiherrn von Foullon und den übrigen Verwundeten regelrechte Verbände anzulegen.

Inzwischen hörte man im Thale die Kriegstrommel schlagen. — Die Bushmen sammelten sich.

Um 10 Uhr 20 Minuten Vormittags, also $1^1/_2$ Stunden nach seiner Verwundung, verschied Freiherr von Foullon unerwartet in den Armen Budik's unter dem Stabszelte und wurde dort, in eine Bodendecke gehüllt, bestattet.

An die Abtransportirung der Leichen an die Küste konnte nicht gedacht werden, da die wenigen noch verfügbaren Leute kaum zum Transporte der Schwerverwundeten ausreichten.

III.

Es wurde daher um 11 Uhr Vormittags das Lager abgebrochen und der Rückmarsch angetreten, wobei man sich zum Tragen der Schwerverletzten der Bodendecken bediente. Die Lebensmittel mussten, um marschfähig zu bleiben, zum grössten Theile zurückgelassen werden. Die Schwierigkeiten der Fortbewegung waren ganz abnorm; hiebei legten die Verwundeten Proben der höchsten Selbstüberwindung und Standhaftigkeit ab.

Nach $6^1/_2$stündigem Marsche langte die Abtheilung vom Feinde unbehelligt am selben Lagerplatze an, wo am 8. August genächtigt worden war.

Der Sicherheitsdienst wurde derart geregelt, dass von den acht Gesunden immer 6 Mann auf Wache verblieben, so dass jeder Mann circa 2 Stunden der Ruhe pflegen konnte.

Nächsten Tages, am 11. August, wurde bei Morgengrauen wieder in Bewegung gesetzt und unter denselben Mühseligkeiten wie am Vortage die Strecke bis zum Dorfe Arotti zurückgelegt.

Diese Märsche mit dem Aufgebote aller Kräfte durchzuführen, war um so nothwendiger, weil einerseits der geringe Gefechtsstand dringend erheischte, baldigst aus dem Bereiche der Bushmen zu kommen, und andererseits getrachtet werden musste, das Schiffscommando vom Vorgefallenen ehethunlichst zu verständigen. Zur Ueberbringung der Meldung hatte sich der verwundete Führer Johny bereit erklärt, doch erst von Arotti aus, von wo er feindlichen Angriffen weniger ausgesetzt zu sein glaubte.

Nachdem dies Detachement die Nacht daselbst verbracht hatte, ging Johny bei Tagesanbruch des 12. August mit einer detaillirten schriftlichen Meldung an Bord S. M. Schiffes „Albatros“ ab. Gleichzeitig wurde zum Aufbruche gerüstet, da das Erscheinen mehrerer Buschleute, von denen einer dem Abtheilungcommandanten vom Kampfplatze her genau bekannt war, dazu nöthigte, die letzten Kräfte daran zu setzen, der Ebene näher zu kommen.

Nach weiterem achtstündigen Marsche über eine Strecke, welche unter normalen Verhältnissen leicht in zwei Stunden zurückzulegen war, gelangte das Detachement um $3^1/_4$ Uhr Nachmittags in nächste Nähe des Dorfes Sigijana, wo die Verwundeten endlich die nothwendige Ruhe finden konnten. Hier gedachte der Abtheilungscommandant das für den nächsten Tag erhoffte Eintreffen des mit der vorhin erwähnten Meldung erbetenen Succurses abzuwarten.

An Bord S. M. Schiffes „Albatros“, wo man die Rückkunft der Forschungsexpedition nicht vor dem 14. August gewärtigte, erregte es begreifliche Unruhe, als am 12. August Nachmittags $^3/_4 4$ Uhr Johny, der pflichtgetreue Führer, in einem Canon verwundet unter Bord kam. Der Arme war von Müdigkeit und Schmerzen derart erschöpft, dass er ausser Stande war, ergänzende Aussagen zu der von ihm überbrachten Meldung zu machen und gleich der ärztlichen Obsorge übergeben werden musste.

Der Schiffscommandant liess unverzüglich eine Landungsabtheilung der noch an Bord befindlichen marschfähigen Mannschaft ausrüsten und dieselbe mit viertägigem Proviant, Verbandzeug und Tragbahren versehen. Eine Stunde nach Empfang der Meldung rückte dieses aus 28 Mann bestehende Detachement, bei welchem nebst einem Schiffsofficier und zwei Seecadeten auch der Schiffsarzt eingetheilt worden war, unter dem Commando des Gesammt-Detailofficiers Linienschiffslieutenant Ferdinand Bublay zum Entsatze des Lagers ab.

Der eben in Gora anwesende englische Regierungsvertreter für die Salomonsinseln Mr. Woodford schloss sich in grossherziger Weise unaufgefordert der Expedition an und nahm auch den in seiner Gesellschaft damals reisenden Herrn, den Surveyor Mr. Maben mit.

Mittelst eines Gewaltmarsches, der nahezu selbst über die Kräfte der rasch an der Küste aufgenommenen, später vom Linienschiffslieutenant Bublay zum Weitermarsch gezwungenen eingeborenen Führer ging, gelangte das Entsatz-Detachement schon um $^1/_2 10$ Uhr Abends zur Lagerstelle, wo Linienschiffsfähnrich Budik und seine Mannschaft im Zustande der äussersten Erschöpfung angetroffen wurden.

Nach gemeinsam gepflogener Nachtruhe kehrten die nun vereinigten Abtheilungen nicht ohne Ueberwindung noch mannigfacher Schwierigkeiten, unter denen die Durchquerung des reissenden Balisumaflusses mit den Schwerverwundeten unglaubliche Anstrengungen erforderte, nach der Küste zurück und erreichten sie den Ankerplatz S. M. Schiffes „Albatros“ am nämlichen Tage, d. i. am 13. August gegen Mittag.

Nach Einschiffung des Detachements Budik mit den Verwundeten erhielt das Entsatz-Detachement des Linienschiffslieutenants Bublay, welchem als einzig verfügbarer Truppe eine vierstündige Rast gegönnt worden war, den Befehl, neuerdings nach dem Innern abzugehen, um die Gefallenen zur Küste herabzuschaffen und, wenn nicht anders, sie in entsprechender Weise zu beerdigen.

Der Detachement-Commandant wurde in Gegenwart des vorgenannten Regierungsvertreters ausdrücklich angewiesen, beim Vordringen alles zu vermeiden, was der Unternehmung den Charakter eines Rachezuges verleihen könnte.

Der Abmarsch von der Küste erfolgte um 3 Uhr Nachmittags. Mr. Woodford, Maben, der Trader Erikson und fünf Eingeborene aus Tetére schlossen sich an; von den letzteren entflohen jedoch schon zu Beginn des Marsches drei gut bewaffnete Männer mit sichtlichen Zeichen der Angst.

Im Verlaufe des Vordringens wurden die Mühseligkeiten noch durch einsetzenden Regen erhöht. Die Nacht am 13. auf 14. August

wurde auf dem nämlichen Lagerplatze verbracht, auf welchen Tags vorher die Aufnahme des Detachement Budik stattgefunden hatte.

Da für den weiteren Marsch in das Gebirge diesmal eingeborene Führer unter keinerlei Bedingung zu erlangen waren, hatte man den Diener Kraus — welcher brave Mann trotz seiner Erschöpfung sich hiezu bereitwilligst zur Verfügung stellte — der Expedition als Führer nach dem Innern beigegeben.

Am Morgen des 14. August führte der Marsch aufwärts über erweichten und schlüpfrigen Boden.

Um 8 Uhr passirte die Abtheilung die Ortschaft Arotti; die Bewohner flüchteten; Wegweiser waren daher nicht aufzutreiben. Ungeachtet der unsicheren Orientirung galt es, den Weg fortzusetzen — gleichviel bergauf — bergab. Nach 10 Uhr Vormittags war es zweifellos, dass man sich verirrt hatte; es musste zurückmarschirt werden. Nach kurzer Mittagsrast ward abermals gegen die Höhen aufgebrochen und diesmal der richtige Weg gefunden. Im Verlaufe der nächsten $2^1/_2$ Stunden ward es klar, dass vor Einbruch der Nacht ein geeigneter Lagerplatz nicht mehr erreicht werden konnte.

Da in Folge des Regens die Beschaffenheit der Wege das beabsichtigte rasche Vordringen nicht zuliess und bei der Mannschaft sich deutliche Zeichen der Uebermüdung bemerkbar machten, ausserdem die der ganzen Truppe verhängnissvolle Gefahr des Verirrens bei dem Mangel eines ortskundigen Führers eminent vorhanden war und überdies der für vier Marschtage bemessene Lebensmittelvorrath die Actionsdauer einschränkte, musste sich der commandirende Officier, nachdem bisher fast zwei Drittel des Weges zum Kampfplatze unter unsäglichen Strapazen zurückgelegt worden war, zur Umkehr entschliessen.

Am Nachmittage des 15. August gegen 4 Uhr rückte das Bergungsdetachement, dessen Marschfähigkeit inzwischen durch einige Marode beeinträchtigt worden war, wieder an Bord ein.

In dem vom Commandanten dieser Abtheilung an das Schiffscommando erstatteten Bericht über den Verlauf der Expedition ist die im Nachstehenden wörtlich wiedergegebene Ausführung enthalten, welche Zeugniss gibt von den Mühseligkeiten, welche von den Ueberlebenden jener unglücklichen Forschungs-Expedition zu überwinden waren und wozu sie eingedenk ihrer beschworenen Pflicht auch die Kraft gefunden haben.

„Ich, der ich insbesonders am 14. August Gelegenheit hatte, die abnormen Terrainverhältnisse der Marschlinie (ausgesprochenes Hochgebirgsterrain, steile Grate, handbreite, an tiefen Abgründen sich hinziehende schlüpfrige gefahrvolle Pfade) selbst kennen zu lernen, halte es für meine Pflicht, meiner Ueberzeugung dahin Ausdruck zu verleihen, dass es nur bei ganz hervorragenden Leistungen der Reste der wissenschaftlichen Expedition, der besonders umsichtigen Führung seitens des Herrn k. u. k. Linienschiffsfähnrichs Franz Budik und unter furchtbaren Leiden und beispielloser Selbstüberwindung seitens der Schwerverwundeten möglich war, diese Strecke zurückzulegen."

S. M. Schiff „Albatros" begab sich, mit den Verwundeten an Bord — eine Unterbringung am Lande war wegen des an der Küste

herrschenden Fiebers ausgeschlossen — nach dem Marau Suna (Ankerplatz nächst der Südostspitze der Insel Guadalcanar) und verblieb dort durch drei Wochen, während welcher Zeit das Befinden der Verwundeten sich soweit gebessert hatte, dass „Albatros“ dann die Ueberfahrt nach Australien-Cooktown antreten konnte.

In Cooktown erlag der gleich nach der Ankunft dem dortigen Spitale übergebene, lebensgefährlich verwundete Marsgast Maras seiner Verletzung nach wenigen Tagen und wurde daselbst mit allen militärischen Ehren zur Ruhe bestattet.

Die eben geschilderten, mit strenger Objectivität wiedergegebenen Thatsachen überheben mich der Aufgabe, auf das Verhalten und die Leistungen der beiden Detachements im Besonderen zurückzukommen.

Es dürfte die aufmerksame Beurtheilung aller in Betracht kommenden Umstände zur Ueberzeugung führen, dass die Mannschaft und der ihr beigegebene Stab S. M. Schiffes „Albatros“ anerkennenswerthe Proben von Pflichttreue und grosser Standhaftigkeit unter äusserst schwierigen und kritischen Verhältnissen abgelegt haben.

Dieser eingehende Bericht sei noch ergänzt durch die näheren Einzelheiten, welche der Commandant S. M. Schiff „Albatros“, Fregattencapitän Mauler Ritter von Elisenau, gab, welcher behufs mündlicher Berichterstattung vom Marinecommandanten Admiral Freiherr von Sterneck nach Wien einberufen worden war. Diese Einzelheiten wurden in der „Politischen Correspondenz“ und in den meisten Wiener Tagblättern vom 2. December 1896 gebracht und seien auch hier wiedergegeben:

„Die Gegend, in welcher der meuchlerische Ueberfall stattfand, war bis jetzt überhaupt noch nie von einem Weissen betreten worden. Ueber die letzten Augenblicke des Freiherrn v. Foullon ist anzuführen, dass derselbe, als er eben beschäftigt war, die Ablesung seines Taschenbarometers in ein Notizbuch einzutragen, von rückwärts überfallen wurde und hiebei einen tödtlichen Hieb mit einem Tomahawk im Genick erhielt, welcher den Atlasknochen derart verletzte, dass der Kopf nicht mehr aufrecht gehalten werden konnte. Die zweite schwere Verletzung, welche Baron Foullon an der rechten Schulter erlitt, dürfte von einem Mannlicher Projectil hergerührt haben, welches Geschoss vermuthlich nach Durchbohrung eines der Angreifer den Weg in den Körper Foullon's genommen hat oder als Geller von einem der Steinblöcke oder Wände der felsigen Schlucht dorthin abgelenkt worden ist. Dass es dem Linienschiffsfähnrich Budik überhaupt gelang, mit seiner nur acht Mann betragenden kampffähigen Truppe die sechs Schwerverwundeten unter den grössten Schwierigkeiten, die die abnormen Terrainverhältnisse — steile Grate, handbreite, an tiefen Abgründen sich hinziehende, schlüpfrige und gefahrvolle Pfade — und die nothwendige Durchquerung des reissenden Balesumaflusses boten, zu retten, schreibt Fregattencapitän v. Mauler nächst der musterhaften Haltung der wiederholt der Erschöpfung nahen kleinen Truppe und der Schwerverwundeten dem Eindrucke zu, den der vorhergegangene Kampf

auf die Wilden gemacht hatte. Die mörderische Wirkung der Feuerwaffen, die ihnen gänzlich unbekannt waren, hatte die Wilden in eine solche Angst versetzt, dass sie keinen erneuerten Angriff wagten.

Entgegen den verschiedenen Ansichten über den Cannibalismus der wilden Bewohner der Insel führt der Commandant Folgendes aus: Die längs der Küste wohnenden Wilden haben die Superiorität der weissen Race in Folge vielfacher Berührungen anzuerkennen gelernt und zeigen sich, theils aus Furcht, theils aus Gewinnsucht, friedfertig, dienstbeflissen, ja unterwürfig. Trotz dieser scheinbaren Unterwürfigkeit sind dieselben jedoch durchwegs Menschenfresser und Kopfjäger. Was hingegen die Wilden im Innern der Insel Gualdacanar anbelangt, vertreten verschiedene Forscher, darunter auch der dermalige englische Resident der Salomons-Inseln, Mr. Charles Woodford, in seinem Werke „A naturalist among the head-hunters“ die Ansicht, dass diese keine Cannibalen seien. Es erscheint somit die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass die Gefallenen, deren Bestattung in dem felsigen Boden mangels erforderlicher Werkzeuge nicht vorgenommen und deren Bergung durch die schleunigst entsendete Ersatzexpedition in Folge mehrfacher, unüberwindlicher Hindernisse nicht bewerkstelligt werden konnte, von den Eingeborenen sammt ihren eigenen Todten verbrannt worden sind. Zur letzten Annahme, der auch Mr. Woodford zustimmte, berechtigt die bei den Wilden des Innern herrschende Sitte der Leichenverbrennung und ausserdem der Umstand, dass fünf Tage nach dem Ueberfalle auf 15 Seemeilen landeinwärts nahezu auf dem Punkte, wo dieser Ueberfall stattfand, von Sr. M. Schiff „Albatros“ aus deutlich eine mächtige Feuersäule längere Zeit hindurch beobachtet wurde.“

Es erübrigt mir nur noch, eine Zusammenstellung der wissenschaftlichen Arbeiten Baron Foullon's zu geben, die ein klares Bild der reichen Thätigkeit des Verstorbenen auf dem Gebiete der Chemie, Mineralogie, Krystallographie, Petrographie und der Erzlagerstättenlehre gibt.

Ein thatkräftiges Leben, das dem Dienste der Wissenschaft gewidmet war, und von dem man noch so manches zu erwarten gehabt hätte, fand durch die Katastrophe von Gualdacanar ein frühes Ende.

Wir Collegen an der geologischen Reichsanstalt wollen, in Erinnerung seiner persönlichen vorzüglichen Eigenschaften und seines eifrigen Strebens auf dem Gebiete der Wissenschaft, sein Andenken stets hochhalten und seiner in treuer collegialer Freundschaft gedenken.

Verzeichniss der wissenschaftlichen Arbeiten H. v. Foullon's.

1880.

Ueber Minerale führende Kalke aus dem Valle Albiole in Südtyrol. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 146.

Ueber Eruptivgesteine aus Recoaro. Tschermak's min. und petr. Mittheil. 1880, pag. 449.

1881.

(Mit C. v. John). Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt. Jahrb. d k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 483.

Krystallogenetische Beobachtungen. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 131.

Ueber krystallisirtes Zinn. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 237.

1882.

The formation of gold nuggets and placerdeposits by T. Egleston. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 72.

Analyse der Schwadowitzer Kohlen. Verhdlg. d. k k. geol. R.-A. 1882, pag. 255.

Ueber die Eruptivgesteine Montenegros. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 123.

Ueber das Strontianitvorkommen in Westphalen. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 346.

1883.

Ueber Verwitterungsproducte des Uranpecherzes und über die Trennung von Uran und Kalk. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 1.

Ueber krystallisirtes Kupfer von Schneeberg in Sachsen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 30.

Ueber die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer der untercarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaiserberg bei St. Michael ob Leoben aus dem Palten- und oberen Ennsthale in Obersteiermark. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 207.

Ueber die petrographische Beschaffenheit der Gesteine aus der Umgebung des Graphites bei Kaiserberg (bei St. Michael ob Leoben) in Steiermark. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 50.

Ueber Verwitterungsproducte des Uranpecherzes. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 95.

Ueber krystallinische Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennsthal. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 103.

Kersantit von Sokoly bei Trebitsch in Mähren. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 124.

Der Augitdiorit des Scoglio Pomo in Dalmatien. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 283.

Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung des am 16. Februar 1883 bei Alfianello gefallenen Meteorsteines. Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften, naturw. Classe, Abtheilung I. Band LXXXVIII, 1883, pag. 433.

1884.

Ueber die Eruptivgesteine Montenegros (als Anhang zu Tietze's geologischer Uebersicht von Montenegro). Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 102.

Ueber krystallisirtes Zinn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 367; Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 148.

Ueber die petrographische Beschaffenheit krystallinischer Schiefergesteine aus den Radstädter Tauern und deren westlichen Fortsetzung. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 635.

Ueber Antimonit von Czerwenitza, Pseudomorphose von Hyalit nach Antimonit von ebenda, von Chalcedon nach Antimonit vom Josephistollen in Klausenthal bei Eperies. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 142.

Ueber Zinnerze und gediegen Wismuth. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 144.

Ueber die petrographische Beschaffenheit der vom Arlbergtunnel durchfahrenen Gesteine. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 168.

Ueber gediegen Tellur von Facsebaja. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 269.

Ueber die Wärmeverhältnisse der Ostseite des Arlbergtunnels nach den Beobachtungen des Herrn k. k. Oberbergingenieurs und Sectionsleiters E. Wagner. Verhdlg d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 333.

Ueber ein neues Vorkommen von krystallisirtem Magnesit mit säulenförmiger Ausbildung. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 334.

Ueber die im Arlbergtunnel vorgekommenen Mineralien. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 393.

Vorlage neuer Acquisitionen des mineralogischen Museums der k. k. geologischen Reichsanstalt. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 393.

1885.

Ueber die Gesteine und Mineralien des Arlbergtunnels Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 47.

Ueber die Krystallform des Barythydrat und Zwillinge des Strontianhydrat. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 727.

Ueber einen neuen Anbruch von krystallisirtem Schwefel bei Truskawiec in Galizien. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 146.

Ueber rosenrothen Calcit von Deutsch-Altenburg. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 148.

Calcit auf Kohle aus dem Münzenberger Bergbau bei Leoben. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 149.

Bericht über den Verlauf einer Reise nach Griechenland. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 249.

Ueber veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 276.

Quarze aus Carrara. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 402.

1886.

(Mit C. v. John). Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 329.

Ueber Porphyrite aus Tyrol. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 747.

Ueber die Grauwacke von Eisenerz „Der Blasseneckgneiss.“ Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 83.

Ueber die Verbreitung und die Varietäten des „Blasseneckgneiss“ und zugehörige Schiefer. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 111.

Ueber neu eingelangte Minerale: Calcit, Langit, Cronstedtit. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 464.

1887.

(Mit V. Goldschmidt). Ueber die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 1.

(Mit M. Schuster). Optisches Verhalten und chemische Zusammensetzung des Andesins von Bodenmais. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 219.

Ueber die Zusammensetzung einer accessorischen Bestandmasse aus dem Piseker Riesenpegmatit. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 150.

Ueber den Diabas-Porphyrit von Rabenstein im Sarnthale. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 200.

Die von Herrn J. Haberfelner gemachten Funde von Bohnerz am Rosseck-Sattel, am Dürrenstein und im Herrenalpboden südlich von Lunz. Verhdlg. d. k. k geol. R.-A. 1887, pag. 219.

Vorlage einer Reihe im Jahre 1887 eingelangter Minerale, Gangstufen und Gesteine. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 289.

Nekrolog auf Dr. M. Schuster. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 319.

1888.

Mineralogische und petrographische Notizen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 1.

- Minerale von Hall in Tyrol, pag. 1.
- Brucit mit Carbonaten des Calciums, Magnesiums und Strontiums vom Steinpass bei Imst in Tyrol und über Gurhofian, pag. 14.
- Realgar von Wolfsberg in Kärnten, pag. 19.
- Minerale von Truskawiec in Galizien, pag. 20.
- Minerale von Közép-hegy, nördlich von Roszty nächst Czucsom bei Rosenau in Ober-Ungarn, pag. 25.
- Quarz aus einem Kreidestollen des Nagyhegy bei Bereghszász, pag. 29.
- Siderit im Opal von Nagy-Láaz im Ungher Comitate, pag. 30.
- Japanische und griechische Glaucophangesteine, pag. 31.
- Ueber Eruptivgesteine aus der Provinz Karassi in Kleinasien, pag. 32.

Ueber Granititeinschlüsse im Basalt vom Rollberg bei Niemes in Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 603.

(Mit C. v. John). Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 617.

Vorlage von Mineralien. Steinsalz auf und in Ozokerit von Truskawiec. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 94.

Nekrolog auf Gerhard vom Rath. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 171.

Ueber korundführenden Quarzporphyr von Teplitz. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 178.

Ueber Granitit - Einschlüsse im Basalt vom Rollberge bei Niemes. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 300.

Untersuchung der Meteorsteine von Shalka und Manbhoom. Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseums in Wien. Band III. 1888, pag. 195.

1889.

Ueber Quarzglimmerporphyrite aus dem östlichen Kärnten. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 90.

Ueber den Prehnit aus dem Floitenthale. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 197.

1890.

(Mit C. v. John). Chemische Untersuchung der vier Trinkquellen von Luhatschowitz in Mähren. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 351.

Ueber die Darstellung und die Krystallform einiger Calciumchromate. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 421.

Ueber krystallinische Gesteine aus dem Baba Dagh im nordöstlichen Karien in Kleinasien. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 110.

Chemische Analyse der vier Trinkquellen von Luhatschowitz. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 145.

Ueber Antimonit und Schwefel von Allchar bei Rozsdan in Macedonien. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 318.

Chemische Untersuchung eines neuen Vorkommens von Uranothallit. Vide: Dr. A. Brezina: Ueber die Krystallform des Uranothallit. Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseums. V. Band 1890, pag. 501.

1891.

Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. Sitzungsber. der k. k. Akademie der Wissenschaften in Wien, naturhist. Classe. Band C. Abtheilung I. 1891, pag. 144.

1892.

Die Goldgewinnungsstätten der Alten in Bosnien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 1 (auch Verhdlg. d. k. k. geol R.-A. 1892, pag. 110).

Ueber einige Nickelerzvorkommen. Jahrb d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 223 (siehe auch Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 149).

Mineralogische Notizen. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 171.

1. Schwefel mit Bleiglanz von Truskawiec, pag. 171.
2. Minerale von Mies in Böhmen, pag. 172.
3. Calcit auf Siderit von Malenowitz in Schlesien, pag. 173.
4. Chromglimmer, Fuchsit von Dobschau, pag. 173.

5. Antimonit, Zinnober aus dem Antimonwerk bei Schleining (Szálonak), pag. 174.
6. Schwefel und Realgar von Allchar, pag. 175.
7. Manganspath aus der Grube von Ary Maghara bei Balia-Maaden in Kleinasien, pag. 177.
8. Krystallisirtes Magnesiumoxyd aus einem Muffelofen von Stassfurt, pag. 178.

(Mit C. v. John). Technische Analysen und Proben aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 155.

1894.

Reiseskizzen aus Australien. Verhdlg. d. k. k. geol. R.-A. 1894, pag. 162.

1895.

Ueber ein Asbestvorkommen in Bosnien. Verhdlg. d k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 365.

Ueber das Nickelerzvorkommen von Frankenstein in Preuss.-Schlesien. Oesterr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1895, pag. 255.

Das Berg- und Hüttenwesen in Bosnien und Hercegovina im Jahre 1894. Oesterr. Zeitschrift für Berg- u. Hüttenwesen 1895, pag. 325.

Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt—Goldenstein.

Von **Franz Kretschmer**, Berg-Ingenieur in Sternberg.

Mit einer geologischen Karte in Farbendruck (Tafel Nr. I) und einer Zinkographie im Text.

Wohl sind über die wichtigeren Graphit-Vorkommen Böhmens und Nieder-Oesterreichs wiederholt Studien veröffentlicht worden und dieselben dadurch in weiteren Fachkreisen bekannt geworden, dagegen sind über die bemerkenswerthen Graphitlager im nördlichen Mähren bisher nur spärliche Nachrichten in die Oeffentlichkeit gedrungen, obwohl diese speciell wegen des besonderen Interesses, das sich hinsichtlich ihres geologischen Auftretens daran knüpft, als auch vermöge ihrer industriellen Wichtigkeit, der Fördermenge und Qualität der erzeugten Raffinaden viel mehr Beachtung verdienen, als bisher geschehen ist und möge dies das Erscheinen nachstehender Ausführungen rechtfertigen.

Petrographische und geotektonische Verhältnisse.

Das hohe Gesenke (Altvatergebirge) gliedert sich durch die Einsenkung des Rothenberg-Passes (1011 *m* ü. M.) in eine südöstliche, die Altvatergruppe, und eine nordwestliche, die Hochschaar-Kepernikgruppe. Der geologische Bau dieser letzteren zeigt ein grosses flaches, von SW nach NO gestrecktes Gneissgewölbe, worauf eine vielfach zerstückte Schieferhülle lagert. Der centrale Kern besteht aus einem grobflaserigem biotit- und feldspathreichen Augengneiss, während die Randpartien feinkörnig, glimmerarm sind; die Schieferhülle, welche sehr vielgestaltig ist, zeigt in der Hauptsache einen schuppigen Glimmerschiefer, der im Contacthof grosse Biotitgruppen, massenhaft eingelagerte Quarzlinsen, ferner Krystalle von Granat, Staurolith und Andalusit, seltener Turmalin enthält. In den vom Gneiss entfernteren gegen NW überlagerten Schichten geht das Gestein in thonschieferähnliche Phyllite von zweifellos klastischem Charakter über, welche längs der Depression Goldenstein—Ramsauer-Joch—Lindewiese eingefaltet sind.

Westlich vom Ramsauer-Joch (739 *m* ü. M.) erscheint das Glatzer Schneegebirge mit seinem conform dem allgemeinen Schichtenstreichen modellirten Relief, durch den tiefen Einschnitt des oberen Marchthales in zwei convergente Bergzüge, die Schneeberg-

gruppe und die Gruppe der Dürrenkoppe mit anschliessendem Pferderücken gegabelt. Auch in diesem Theile der Sudeten sind die archäischen Gesteine über ausgedehnte Flächenräume verbreitet, deren Geotektonik ähnliche Verhältnisse darbietet, wie diejenigen der Hochschaar-Kepernikgruppe, und zwar erhebt sich aus den oberen Kreidegesteinen des Neissethales unmittelbar eine von N nach S streichende Antiklinale sehr grobflaseriger feldspath- und biotitreicher Augengneisse, ähnlich dem Kepernik-Gneiss, nur noch gröber im Korn mit faust- bis kopfgrossen Orthoklas-Augen und untergeordneten Partien von Gneissgranit, eine Art Fundament darstellend.

Ostwärts auf den Scheiteln der Dürrenkoppe (1322 *m* ü. M.) und ihrer Ausläufer ruhen in einer mächtigen Synklinale grobkörnige rothe Muscovit- und Zweiglimmergneisse mit untergeordnetem Biotitgneissen local in stark zusammengeschobener steilfallender bis fächerförmiger Schichtenstellung.

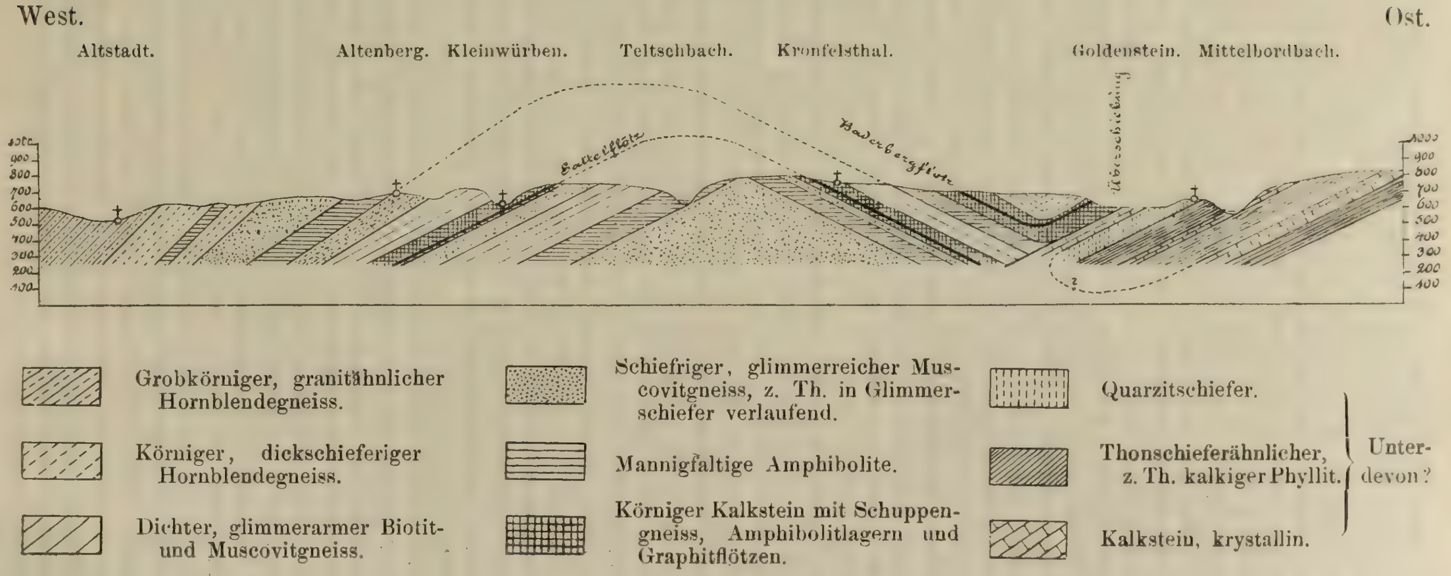
Diesen dominirenden tieferen Gneissen ist ein höherer Complex glimmerreicher Schiefergneisse, vorwaltender schuppiger Glimmerschiefer, z. Th. Granat-Glimmerschiefer nebst untergeordnetem Amphibolit, Kalkstein in Marmor umgewandelt, sowie Quarzit eingefaltet. Diese Schichtenreihe ist auf dem Grossen- (1422 *m* ü. M.) und Kleinen-Schneeberg (1323 *m* ü. M.) insbesondere im oberen Marchthal entwickelt und repräsentirt die der Gneissformation daselbst aufgelagerte Schieferhülle.

Von dem Gneissgebiete der Dürrenkoppe und ihrer Ausläufer ostwärts bei Woitzdorf, am Mühlberg, am Kunzenberg nächst Mähr.-Altstadt einerseits, sowie den bereits erwähnten Phylliten nebst den ihnen verbundenen Quarzit- und Kalksteinlagern längs der Depression bei Goldenstein und dem Ramsauer-Joch andererseits, befindet sich ein ausgedehntes, offenbar höheres Niveau der archäischen Periode in räumlich ausgedehnter Verbreitung, bestehend aus vorwaltenden mannigfaltigen Gneissen und Amphiboliten neben untergeordneten Quarziten, sowie krystallinisch-körnigen Kalksteinen, welch letztere drei bauwürdige Graphitlager umschliessen, die seit Anfang dieses Jahrhundertes Gegenstand des Bergbaues sind. Ausserdem wurden einzelne schwache Taubflötze von unreinem nicht bauwürdigem Graphit und Graphitschiefer, sowie zahlreiche Graphitschmitze erschürft, welche jedoch bedeutungslos sind, daher übergangen werden können.

Diese letzteren Gesteine finden sich in einer merkwürdigen Gebirgsfalte abgelagert, bestehend aus einem centralen, ringsum geschlossenen symmetrisch ausgebildeten Gewölbe, dem sich südöstlich eine Mulde anschliesst, wie dies in der geologischen Karte Taf. I und dem nebenstehenden Querprofil dargestellt erscheint. Zum besseren Verständniss möchte gleich hinzugefügt werden, dass die in letzterer Mulde eingelagerten Kalksteine nebst den adhärirenden Graphitlagern sowohl gegen NO als auch gegen NW innerhalb der übrigen Formationsglieder auskeilen.

Querprofil der Altstadt—Goldensteiner Graphitablagerung.

1:47.000.



Von dem Schichtengewölbe ist ein namhafter Theil, und zwar seine Scheitelcalotte durch successive Denudation wieder verschwunden.

Der centrale Kern dieser Gewölbe erscheint jedoch auch orographisch durch den hervorragenden Dornhauhübel mit dem anschliessenden Volkskamm, an der Tagesoberfläche auffällig sichtbar gemacht.

Es ist wohl nur ein kleines, herausgerissenes Bruchstück (100 km^2), das auf der Karte zur Darstellung gelangt ist, und wiewohl ich dieses Terrain nach allen erdenklichen Richtungen unter aufmerksamer Beobachtung der geologischen Verhältnisse wiederholt durchstreift und die östlichen Sudeten vom Altvater (1490 *m* ü. M.) bis zum Glatzer Grossen-Schneeberge unter Benützung aller möglichen Wege mehr als 25mal überschritten habe, so werden dessen ungeachtet die hier auf Grund eifrigen Studiums dargelegten Ansichten als auch die Karte insbesondere durch künftige bergmännische und andere Aufschlüsse voraussichtlich eine Ergänzung, Erweiterung, vielleicht auch Berichtigung erfahren. Dessenungeachtet dürfte ein Vergleich mit den älteren Karten einen nicht unwesentlichen Fortschritt in der Kenntniss dieses in bergmännisch-technischer Beziehung wichtigen Terrains ergeben.

Die Gesteine des gedachten Gebietes zwischen M.-Altstadt und Goldenstein weisen im Gegensatze zu der Einförmigkeit der tiefen Gneisse eine vielgestaltige, fast verwirrende Mannigfaltigkeit auf.

Im Kunzenthale bei M.-Altstadt und weiter südsüdwestlich bei Waltersdorf und Blaschke ist ein grünlich schwarzer, in dicken Bänken abgelagerter, grobklotziger Hornblendegneiss von granitisch-grobkörnigem Gefüge in sehr charakteristischer, längs des allgemeinen Streichens von SSW nach NNO angeordneter, durch die ganze Formationsgruppe anhaltender Gesteinszone entwickelt, welcher nicht nur örtlich untergeordnete Lager und Stöcke von Amphibolit intercalirt sind, sondern die auch oben und unten von zwei Amphibolitzügen umschlossen wird.

Diese Gneissvarietät enthält wenig Quarz, oft in Orthoklas eingewachsen; neben vorwaltendem Orthoklas macht sich viel Plagioklas durch zarte Streifung bemerkbar, die reichlich vertretene Hornblende erscheint als ein „schilfiges“ Stengelaggregat, zum Theil grasgrünen Smaragdit ähnlich. Mit Hornblende innig verwachsen tritt Biotit in röthlichbraunen bis grünlichschwarzen schuppigen Aggregaten, sowie hexagonalen Tafeln auf, hie und da ist hyacinthrother Granat in wohlgebildeten Krystallen als auch Körnern häufig, ferner Magneteisen, Titanit, seltener Epidot. Eine mineralogische Seltenheit sind kopfgrosse Concretionen von grossschuppigem, röthlichbraunem Biotit, dazwischen grünlichgrauer edler Serpentin eine Art Füllmasse bildet, öfter liegen in letzterer parallel- und quergestellte, zuweilen regelmässige hexagonale Biotittafeln suspendirt. Der Biotit dürfte primär, der Serpentin aus Hornblende hervorgegangen sein. Die local zahlreichen Biotite und Granate sind möglicherweise Producte eines Eruptiv-Contactes.

In den Randpartien der gedachten Gneissvarietät tritt die Hornblende zurück. Quarz und Feldspath gewinnen die Oberhand, das Gesteinsgemenge wird feinkörnig und parallelstreifig, so z. B. am Koppenstein, am Eingange ins Engelbrechtthal nächst M.-Altstadt. — Dieser gröbste granitartige Hornblendegneiss gehört nach dem Grade seiner Krystallinität und dem Feldspathreichthum den tieferen Gneissen an und bin ich geneigt, denselben als eine centrale Zone aufzufassen, daran gegen O die Gebirgsfalte mit ihren Schiefergneissen stösst, während gegen W ein aus gleichen Gesteinen componirte schmale Schichtenreihe aufgelagert ist.

Im Gegensatze zu dem eben geschilderten steht der dickschieferige, feinkörnige, lauchgrüne Hornblendegneiss, welcher auf der nordöstlichen Sattelhälfte und im Innern der südöstlich angrenzenden Mulde vorherrscht, dessen Hornblende-Individuen so vertheilt sind, dass eine auffällig parallelstreifige Structur hervorgeht; in Folge Eintretens von Biotit in das Gesteinsgemenge entsteht Hornblende-Biotit-Gneiss, zuweilen erscheint die Hornblende in Chlorit umgesetzt. Typisch und zu Tage anstehend am Baumgartenstein und Mittelberg bei Peterswald, auf der Adamsthaler Gemeindehutung, im Hangenden des Sattelflötzes; am Baderberg und Vorwerk nächst Goldenstein im Mulden-Innern. Ueberdies tritt der Hornblendegneiss als untergeordnete Lager und Bänder in den anderen Gneissvarietäten auf.

Im Innern des Flötzsattels, sowie auf dessen südöstlichem Flügel und jenseits der obenerwähnten Zone granitähnlicher Hornblendegneisse ist ein eigenthümlicher plattiger, dichter bis feinkörniger heller Biotitgneiss vertreten, derselbe ist feldspathreich, glimmerarm, häufig durch Lagen von Amphibolit grün gestreift und gebändert, local sehr kleinklüftig und würfelig, hie und da vom Kopf der Schichten her gelbbraun verwittert, er ist in nackten, theilweise hochragenden wildzerklüfteten Felspartien zu Tage anstehend, insbesondere typisch am Rechtsgehänge von Kleinwürben, am Hinterberg bei Grosswürben, am Kunzenberg, vor Neu-Rumburg und zahlreichen anderen Orten.

Am Saalberg und bei der Colonie Jammerthal wird der sparsame Biotit durch Muscovit verdrängt und dichter, plattiger Muscovitgneiss ausgebildet, auf dessen Structurflächen einzelne farblose perlmutterglänzende, tafelige randlich begrenzte Muscovit-Krystalle gleichsam porphyrisch ausgeschieden sind. In dieser Oertlichkeit, sowie am gegenüberliegenden Flügel des Luftsattels, und zwar am Kleinwürbener Rechtshang gelangte dieser dichte relativ glimmerarme Muscovit- und Biotitgneiss zu grobkörniger bis pegmatitischer Ausbildung. Das Auftreten grobkörniger Gneissvarietäten auf correspondirenden Sattelschenkeln lässt ebenfalls die ursprüngliche Einheitlichkeit der lediglich durch die Scheitelabtragung unterbrochenen Ablagerung erkennen.

Eine weitere dominirende Gneissvarietät des in Rede stehenden Terrains ist der schiefrige, mittelkörnige, glimmerreiche Muscovitgneiss, auffällig durch seine grossen zahlreichen Muscovit-

schuppen, welche in das Gesteinsgemenge eintreten, sehr oft prävaliren letztere derart, dass ein welligschuppiges Gefüge entsteht, accessorisch ist Granat in hyacinthrothen Krystallen und Körnern eingestreut, um welche sich der Muscovit wellig gebogen herumlegt. Oertlich erscheint dieser Gneiss als Flasergneiss ausgebildet, so zum Beispiel am oberen Ausgange Grosswürbens und anderwärts. Durch Zurücktreten des Feldspathes und weiteres Ueberhandnehmen des Glimmers verläuft der Muscovitgneiss häufig in Glimmerschiefer, der vorwiegend aus Muscovit-Membranen zusammengesetzt erscheint. Dieser Schiefergneiss betheiligt sich sowohl an der Zusammensetzung des centralen Kernes des gedachten Gewölbes und tritt auch als mantelförmige Auflagerung in den Randpartien des letzteren auf.

Am Volkskamm im Innern des Gebirgssattels findet sich in beschränkter Verbreitung ausserdem ein Schiefergneiss, worin der Muscovit durch Biotit ersetzt ist.

Hierher gehört auch der dickschiefrige, dichte, glimmerreiche, zum Theil rostige Muscovit-Schuppengneiss, welcher die flötzführenden Kalksteine theilweise in mächtigeren selbständigen Gebirgsgliedern, theils in untergeordneten Intercalirungen begleitet; bemerkenswerth durch dessen grosse, auf den Structurflächen zusammengehäufte Muscovittafeln, die bisweilen quadratzollgross werden und gleichsam porphyrisch hervortreten; häufig tritt derselbe mit dem Kalkstein in wiederholte Wechsellagerung und erscheint insbesondere dort, wo er das unmittelbare Dach der Graphitflötze bildet, wesentlich modificirt, eisenschüssig, rostbraun verwittert, theilweise caolinisirt, während der Muscovit der Verwitterung am besten widerstand.

Stellenweise erscheint der Schuppengneiss durch interponirten Graphit in Schuppen, Streifen und Nestern schwarz gefärbt und bildet dann den Graphitgneiss, welcher als locale Einschaltung in der Nähe der Graphitlager auftritt, so z. B. sehr instructiv mit dem Alexanderstollen bei Adamsthal verörtert wurde.

Durch weitere Anhäufung des Glimmers, fehlenden Feldspath geht auch dieser Schuppengneiss häufig in Glimmerschiefer über.

Wie aus der beiliegenden geologischen Karte hervorgeht, zeigen die verschiedenen eben geschilderten Gneisstypen eine zonare, von der Schichtung unabhängige Vertheilung, demzufolge dieselbe Schicht keine einheitliche, sondern local, petrographisch und structurell verschiedene Gneissvarietäten umschliesst. —

Die Amphibolite sind vertreten durch Amphibolschiefer, plattigen Amphibolit und Amphibolfels, sehr verbreitet, besonders schön und mächtig auf dem Vogelherd nächst Kleinwürben, am Teltschbach unterhalb Grosswürben etc. etc. Häufig sind Granat-Amphibolite charakteristisch durch oft dichtgedrängte schrotkornähnliche bis erbsengrosse rothe Granateinsprenglinge und sind als bemerkenswerthe Fundorte hervorzuheben Alexanderstollen bei Adamsthal, Badergrunder Carolistollen, Silberberg bei Schlögelsdorf, u. z. a. O. Feldspathamphibolite mit theils lagenweiser,

theils porphyrischer Structur; am Rechtsgehänge von Adamsthal nächst der Colonie Quickernest ausgezeichnet durch fingerlange und -dicke Hornblende-Individuen, am Hüttenberg, im oberen Badergrund, bei der Fleischercapelle nächst Schlögelsdorf u. a. O. Ausserdem enthalten die Amphibolite accessorisch Quarz, Biotit, Aktinolith; die schwärzlichgrüne Hornblende ist filzigfaserig oder „schilfigstengelig", die Structurflächen sind häufig mit metallisch glänzendem Graphit bekleidet, ein mehr weniger grosser Kalkgehalt ist ihnen stets eigenthümlich, sie umschliessen ausserdem in einzelnen Bänken unreinen Graphit und Graphitschiefer, sowie grössere Bestandmassen Serpentin, Quarzit und Kalkstein

Wie aus der Karte und dem vorstehenden Querprofil hervorgeht, stehen die vielgestaltigen Amphibolite mit den anderen Gebirgsgliedern in vielfachem Wechsel, und zwar lagern dieselben zunächst unmittelbar auf dem centralen Gneisskern in ringförmiger Zone; auf der südöstlichen Flanke durch Stollen nachgewiesen, sind sie im Teltschthal auf der entgegengesetzten, insbesondere unterhalb Grosswürben als hochragende wildzerklüftete Felspartien zu Tage anstehend.

Bereits im Hangenden des Kalklagers mit dem Sattelflötze folgt zwischen den verschiedenen Gneissvarietäten ein zweiter, gleichfalls mantelförmig ringsumschliessender Amphibolitzug; besonders mächtig auf dem Vogelherd und Hüttenberg, lässt sich derselbe weiter über den Seifengrund, Grossen- und Kleinen-Hutungstein bei Adamsthal, Todtenberg, Titzhübel und Altenberg verfolgen.

Die dem Gebirgssattel benachbarte Flötzmulde hält neben Kalkstein und Quarzit vorwaltend Hornblendegneiss eingeschlossen, letzterer theilweise in Hornblende-Biotit-Gneiss übergehend, untergeordnet sind grobkörniger Muscovitgneiss charakteristisch am Hartigweg; ferner sind auf der Oeberschaar normale Feldspath- und Granat-Amphibolite in kurzer, aber mächtiger Einlagerung vertreten. Dem Niveau der letzteren scheint auch die isolirte Amphibolitpartie am Grossen Keil des Hundsrücken anzugehören; desgleichen hat dieselbe keine nachweisbare Verbindung mit den Amphiboliten vom Engelbrechtthale und dem Engelbrechtwalde, welche ich als dritten Zug auffassen möchte, der jedoch nicht mehr concentrisch aufgelagert ist, vielmehr an die oben geschilderte einseitig aufgerichtete Gesteinszone granitartiger Hornblendegneisse bei Mähr.-Altstadt und im Kunzenthal anschliesst.

Im Hangenden der letzteren Zone folgt noch ein viertes Amphibolitlager mit accessorisch eingeschalteten Serpentin, Kalkstein, z. Th. zu Serpentinkalkstein modificirt. Ob diese Amphibolitzüge noch in anderer Weise im Zusammenhange gestanden sind, als durch die Ergänzungscurven des Querprofils Seite 23 angedeutet ist, bleibt dahingestellt.

Wie die unten folgenden Stollenprofile ergeben, wechsellagern die Kalksteine, welche die Graphitflötze beherbergen, ausserdem mit mächtigen Lagern und Stöcken von Amphibolit, u. zw. ist es vorwiegend porphyrartiger Granat-

Amphibolit, welcher theils an der Basis, theil inmitten der Kalksteinlager namentlich am Liegenden der Graphitflötze auftritt, an deren Umbildung derselbe activ betheiligt war.

In beiliegender geologischer Karte nebst Profil war bei dem grossen Verjüngungsverhältniss eine Abscheidung der Schuppengneisse und Amphibolitlager von den damit verbundenen flötzführenden Kalksteinlagern nicht überall thunlich, und mussten diese Gesteine blos schematisch eingezeichnet werden. Dagegen geben die unten folgenden Stollenprofile ein genaues Bild der Stratification mit ihren Einzelnheiten.

Uebrigens muss bemerkt werden, dass die Abscheidung der Amphibolite von den Hornblendegneissen dort schwierig erschien, wo letztere mit ersteren beständig wechsellagern oder durch eine vollständige Reihe von Uebergängen mit einander verknüpft sind, wie dies beispielsweise auf der nordöstlichen Sattelhälfte der Fall ist. —

Der Kalkstein ist krystallinisch körnig, mehr oder weniger durch interponirte Graphitschüppchen grau, graublau bis schwarz gefärbt, er erscheint local in blendend weissen bis hellgrauen oder röthlichen grosskörnigen Marmor umgewandelt und mit vielem feinvertheilten Eisenkies, seltener Magnetkies imprägnirt; besonderes Interesse knüpft sich an grobkörnige Gemenge von Kalkspath, Eisenkies mit Graphitschuppen (Kiesbergbau Peterswald). Charakteristisch sind in diesem Kalkstein schwache Lagen von Serpentin in düster grünen Farben, selten in spangrünen Varietäten, zuweilen ist der Serpentin zu Steatit zersetzt. Oertlich zeigt sich jedoch der Kalkstein in seiner ganzen Masse von Serpentin imprägnirt, an der Oberfläche ockergelb verwittert, während der Kern noch hellgrünlichgrau, frisch erhalten blieb. Als weitere accessorische Einschlüsse sind zu nennen auf den Schieferungsflächen ausser Biotit und Muscovit auch Chlorit oliven- und pistazgrün, ferner hellgrüner Enstatit, kopfgrosse Trümmer von Magnetkies (Kiesstollen), Augit schwarz, eingewachsen, derb, sowie in vier- und sechsseitigen Säulen; Skapolith in krystallinischen Aggregaten, seltener kleinen Kryställchen eingewachsen; feinkörnige Contactgebilde, bestehend aus weissem Orthoklas, hyacinthrothem Granat und pistazgrünem Epidot; ausserdem auf Klüften grossindividualisirter Orthoklas (Schnaubeltkoppe und Blasichhübel, Kleinwürben) u. a. O. Eisenkies gangförmig und in unregelmässigen Nestern zum Theil in Brauneisenerz umgewandelt (Klein- und Grosswürben), Grammatit weiss, seidenglänzend (Fleischercapelle, Schlögelsdorf). Nicht selten sind auf Klüften und Hohlräumen zur Ausbildung gelangt prachtvolle Drusen von Kalkspath der Comb.-Form $\infty R . - \frac{1}{2} R$, welche in jeder Sammlung einen Platz verdienen; die Krystalle sind meistens weiss oder durch Graphittheilchen rauchgrau überzogen, seltener sind sie wasserhell (Aloisstollen, Kleinwürben).

Diese, die Graphitflötze im Hangenden und Liegenden begleitenden Kalksteine sind zu unterscheiden als: Liegendkalkstein von vorherrschend weisser bis hellgrauer Färbung oder ebenso gestreift und gebändert, er ist zumeist grobkörnig in

Marmor umgewandelt dickbankig und massig. — Hangendkalkstein zeigt im Gegensatze zu dem vorigen vorwaltend dunkelgraue Farben und feineres Korn, ist marmorartig, plattig und langklüftig, sowie in schwächeren Bänken abgelagert. — Flötzkalkstein, als taube Mittel in den Flötzen vorkommend, durch Graphittheilchen so stark imprägnirt, dass tiefschwarze Färbung überwiegt, derselbe ist feinkörnig, dickschiefrig. — Von besonderem Interesse sind in der Flötzmasse sehr häufige fuss- bis über metergrosse Kalksteinlinsen, welche aus einem wiederholten Wechsel heller Kalklagen mit papierdünnen bis centimeterdicken Lamellen schuppigen Graphits bestehen und so eine Nachahmung der Graphitablagerung im Kleinen ausbilden.

Während die Kalksteine mit ihren Graphit- und Amphibolitlagern auf dem centralen Gneiss-Amphibolitkern eine geschlossene ringförmige Gesteinszone bilden, deren factische Mächtigkeit ungefähr 100 bis 120 *m* beträgt, finden dieselben in der angrenzenden Mulde nur eine beschränkte Entwicklung im Streichen, so zwar, dass das die nordwestliche Muldenflanke darstellende Baderberger Kalksteinlager einerseits nördlich Heimerlsthal, andererseits bei der aus wenigen Häusern bestehenden Colonie Jammerthal endigt; — dagegen das Vorwerker Kalksteinlager des complementären Gegenflügels gegen NO vor der Höhe Einsiedlerkreuz, und in entgegengesetzter Richtung am Westhang der Oeberschaar gegen Altstadt hin auskeilt.

In der Gesteinsreihe des in Rede stehenden Terrains erlangen Quarzite und Kieselschiefer wohl nur eine beschränkte Verbreitung. Dieselben sind sehr dicht, gut geschichtet, dünne Lagen und Platten weissen Quarzes wechsellagern mit solchen durch Graphit dunkelgrau gefärbten ab, wodurch das Gestein auf weissem Grunde dunkelgebändert oder durchädert erscheint. Als selbständige Massen sind darin ausgeschieden durch Graphit imprägnirte dunkelblaugraue dickschiefrige Kieselschiefer (Lydit) von flachmuscheligem Bruche in mächtigen Trümmern.

Die Quarzit- und Kieselschiefer treten theilweise als Begleiter der Amphibolite, sowie der Kalksteine auf und erreichen ihre im Streichen längste Entwicklung am Titzhübel, nordöstlich Grosswürben, am Alten-Wiesenberg bis zum Fichtlich fortsetzend; sehr charakteristisch, insbesondere am Wetzsteinkamp (1113 *m* ü. M.), einer zu Tage anstehenden nackten, theilweise zerfallenen Felspartie.

Dort, wo die beiden Kalklager der dem Gneisssattel aufliegenden Mulde gegen NW und NO hin auskeilen, werfen sich Quarzite und Kieselschiefer sowohl am Baderberg und nördlich Heimerlsthal, am Schlögelsdorfer Silberberg, als auch beiderseits des Seifengrundes in das normale Streichen ein. —

Der Graphit ist derb, mild und mulmig oder in klein schuppigen, zumeist grossblätterigen Aggregaten von schiefrigem Aussehen, in dünnen Blättchen biegsam, die grossen Blätter mehr weniger hart und spröde, leicht zersprengbar, fettig anzufühlen, eisenschwarz, stark metallisch glänzend, abfärbend und schreibend, imprägnirt durch

vielen fein vertheilten Eisenkies, selten in kleinen Krystallen, zumeist in Körnern, welch letztere jedoch bisweilen Hühnerei- und Faustgrösse erreichen und in der Regel mit Graphit überrindet sind; ausserdem ist die Graphitmasse durch weissen Quarz und Kalkspath, dunkeln Kalkstein, hie und da Brauneisenerz, sowie caolinisirten Gneiss verunreinigt. Häufig bildet sich eine mit Kalk mehr oder weniger imprägnirte schiefrige und stuffige Masse harten Graphits; oft sind in der Flötzmasse eingebettet bis faust- und fussgrosse linsenförmige Graphitstufen, bestehend aus einem wiederholten lamellaren Wechsel von Graphit und Kalkstein, sowie von Graphit und weissem Quarz oder Kalkspath mit goldgelbem Eisenkies. Diese Stufen werden am Tage ausgehurtet, auf Halde gelagert, worauf der Graphit abschuppt, später durch neuerliches Hurten gewonnen und der Waschmanipulation zugeführt wird. Vom Ausbiss her bis dorthin, wo die Tagwässer hinabreichten, erscheint der Graphit erdig, sandig, lettenartig bis schmierig.

Stellenweise geht der Graphit in einzelnen Bänken oder ganz in eine harte schiefrige und dichte Masse, den Graphitschiefer über. Derselbe tritt auch in den Gneissen und Amphiboliten als untergeordnete Einschaltung in schwachen Lagen und Bänken auf.

Was die Qualität des Altstadt—Goldensteiner Graphits betrifft, so ergab eine längere Reihe von Analysen der currenten Rohgraphit-Förderung durchschnittlich folgende procentische Zusammensetzung:

Kohlenstoff	53	Procent
Asche	44	„
Wasser (Verlust beim Glühen) .	3	„
	100	Procent.

Die die Asche zusammensetzenden Verunreinigungen bestehen hauptsächlich aus Kieselerde und Eisenoxyd, wenig Thonerde, geringen Mengen Kalk- und Bittererde, als auch Schwefel. Unter den übrigen mährischen nehmen die Altstädter Graphite durch ihren reichsten Kohlenstoffgehalt den ersten Rang ein, der etwas grössere Schwefelgehalt, welcher als Pyrit vorhanden, wird zufolge der grossen Fallgeschwindigkeit der letzteren bei der nassen Aufbereitung (Mehlsortirung) ohne jede Schwierigkeit auf ein Minimum reducirt.

Die Altstädter Graphite sind mit dem Tertia-Rohgraphit der südböhmischen Graphitwerke, soweit derselbe ebenfalls zu Raffinaden verwaschen wird, gleichwerthig; dagegen fehlen hier die streifen- und nesterweise in der Flötzmasse vertheilten Partien von edlem Weichgraphit (Prima- und Secunda-Rohgraphit. Naturwaare genannt), welche die Graphitlager des südlichen Böhmen vor Allem auszeichnen. Der flinzige, 80—95 Procent kohlenstoffreiche Naturgraphit ist eine auf das Idaschächter Hangendlager bei Schwarzbach beschränkte Seltenheit. —

Auf dem Teltschhübel, oberhalb Kleinwürben, lagert unmittelbar im Hangenden des das Sattelflötz umschliessenden Kalksteinzuges Pegmatit von normal grosskörniger und schriftgranitischer Verwachsung, bestehend aus röthlichem bis fleischrothem Orthoklas, graulichem

bis blaugrauen Plagioklas mit labradorähnlichem Schiller, farblosem Quarz, sowie sparsamem Muscovit. Zuweilen sind diese Bestandtheile in grösseren Bestandmassen selbständig ausgeschieden. Successive nimmt das Gestein kleineres Korn als auch Parallelstructur an und übergeht in grobkörnigen Gneiss. (In der Karte nicht ausgeschieden.) Solcher Pegmatit kommt nicht selten vor, beispielsweise finden sich herumliegende Gesteinsblöcke von Pegmatit in gewöhnlicher und schriftgranitischer Verwachsung, auch oberhalb Jammerthal, am Kalten-Wiesenberge, am Dornhauhübel u. a. O. und dürften diese Gesteinstrümmer von in der Nähe anstehenden Pegmatitlagern oder -Gängen herrühren.

Bei Mähr.-Altstadt, am sogenannten „Juristenstein", ruht, von verwitterten kleinklüftigen dichten Biotitgneissen, die mit Amphiboliten wechsellagern, umschlossen, ein Stock dunkellauchgrünen Serpentins von massigem, vielfach zerklüftetem Gefüge; derselbe ist auf der Aussenseite, von den Klüften ausgehend, mit einer Steatitrinde überzogen als Folge beginnender Verwitterung, letztere zeigt sich örtlich bis tief in das Innere vorgeschritten. Der Serpentin ist mittelst eines gegenwärtig verlassenen Steinbruches aufgeschlossen.

Hier sei auch des Pseudophit-Vorkommens gedacht, welches am nordwestlichen Sattelflügel auf dem Altenberge oberhalb Grosswürben in grobkörnigem, feldspathreichem, vielfach gefaltetem flaserigen Muscovitgneiss eine stark zerklüftete, zu Tage anstehende höckerige Felspartie, den sogenannten „Harbichstein", bildet. Das dichte, schwärzlichgrüne matte Gestein enthält vielen perlmutterglänzenden grünlichen Enstatit in krystallinischen Aggregaten eingewachsen und ist dieses Vorkommen jenem vom Berge Zdiar bei Eisenberg a. d. M., wo Kenngott zuerst den Enstatit fand, durchaus ähnlich, nur erscheint er hier noch reicher an Enstatit, als an letzterem Fundorte. Kenngott nannte das Grundgestein, worin der Enstatit vorkommt, Pseudophit und erklärte später dasselbe für eine dichte Varietät der Pennins. H. Fischer hält den Pseudophit auf Grund von Dünnschliffen für einen mit Magnetit reichlich erfüllten Serpentin, der accessorisch Enstatit und Olivinkörner mitführt; jedoch enthält dieses Gestein viel zu viel Thonerde für einen eigentlichen Serpentin. Das Vorkommen bei Grosswürben erscheint somit als ein neuer Fundort von Pseudophit mit Enstatit.

Die Graphitflötze.

Die Lagerungsform des Graphits ist durchwegs die von plattenförmigen Massen mit einem gewissen Parallelismus beider Begrenzungsebenen auf weite Strecken, daher ein flötzähnlicher und nachdem die Graphitlagerstätten sowohl bezüglich ihrer Lagerungsverhältnisse, als auch betreffs ihrer Ausfüllungsmasse den Kohlenflötzen analoge Bildungen darstellen, so werden die ersteren in der vorliegenden Darstellung ebenfalls als Flötze bezeichnet.

Vom Liegenden zum Hangenden fortschreitend sind zu unterscheiden zu unterst:

I. das Sattelflötz, diesem folgt
II. das Baderbergflötz und endlich
III. das Vorwerkflötz.

I. Das Sattelflötz.

Seine durch zahlreiche Schürfungen und Aufschlussbaue constatirte Ausbisslinie streicht südlich Kleinwürben am Teltschbach beginnend über die Hinterjagd, den Hüttenberg, Kronfelsthal, den Salberg, Colonie Quickernest, Adamsthaler Gemeinde-Hutung, den Kalten-Wiesenberg, Stuttengraben, die Nesselflecke, nächst der Kaiserbaude vorbei, über den Schwarzgraben, Hinterberg nach Grosswürben und endlich den Teltschhübel nach Kleinwürben zum Teltschbach zurückkehrend und stellt eine langgestreckte, vollkommen geschlossene merkwürdige Ellipse dar, deren lange nach 2 *h* 5 *gd* gestreckte Axe 5 *km* und deren kurze Axe 2·5 *km* misst. Das Flötzverflächen ist am ganzen Streichen antiklinal nach aussen, abfallend unter Winkeln von 20—40°, gerichtet; das Flötz ruht somit auf einem, fast ohne Störung vollständig ausgebildeten, sanft fallenden Luftsattel. Das Innere dieses mächtigen Gewölbes wird, wie bereits oben gesagt, hauptsächlich durch Schiefergneisse und Amphibolite zusammengesetzt.

Die Mächtigkeit dieses Graphitflötzes ist wechselnd von wenigen Centimetern bis zu 2·5 *m*, jedoch enthalten grössere Mächtigkeiten in der Regel harten Graphit, Graphitschiefer, die erwähnten Kalkstein-Linsen, Trümmer und Bänke von Flötzkalkstein intercalirt; die durchschnittliche abbauwürdige Mächtigkeit reinen Graphits beträgt ungefähr 1 bis 1·5 *m*. Zuweilen treten starke Graphitlinsen auf, welche bis zu 4 *m* Mächtigkeit und darüber erreichen, dann aber auch stärkere taube Bergmittel umschliessen.

Grosse Hindernisse bereiten dem Bergbau die auf diesem Flötze öfters auftretenden tauben Zonen von nicht unbedeutender Ausdehnung im Streichen und Fallen, so dass neben grösseren reichen Flötzpartien ausgedehnte arme Flötztheile vorkommen, welche Graphitschiefer und Flötzkalkstein führen, während der Graphit unbauwürdig zertrümmert, bis auf wenige geringmächtige unbauwürdige Bänke und Schmitze verdrückt erscheint, oder dass überhaupt die ganze Flötzmächtigkeit bis zu einem dünnen graphitischen Gesteinsblatt herabsinkt.

Das Flötz hat zum Liegenden beständig den beschriebenen grobkörnigen und hellen Kalkstein, während das Hangende theils durch feinkörnigen, dunklen Kalkstein, theils durch modificirten rostigen Schuppengneiss gebildet wird. Aufmerksame Beobachtung gelangt zu der Thatsache, dass überall dort, wo der kurzklüftige, schiefrige und verwitterte Schuppengneiss an das Flötz herantritt, dieses darunter theilweise oder ganz taub erscheint, dagegen unter dem langklüftigen Hangendkalkstein die schönen bauwürdigen Flötzmächtigkeiten auftreten. Letzterer gibt ein haltbares

ebenflächiges Dach, dagegen ist das durch ersteren gebildete Dach in der Regel brüchig und erfordert grössere Zimmerungskosten; der Liegendkalkstein bietet eine feste Sohle und dient durch sein auffällig grobes Korn als charakteristisches Leitgestein beim Vorbau.

II. Das Baderbergflötz.

Auf demselben ist bisher nur am Baderberg, nördlich Schlögelsdorf, Bergbau getrieben worden, dasselbe erscheint daher bei Weitem nicht so vollständig aufgeschlossen als das vorige; sein sanft undulirtes Streichen ist bisher nur auf ungefähr 1500 *m* Länge direct nachgewiesen, das allgemein in einer Curve von 9 *h* bis 5 *h* verläuft und nach 15 *h* bis 11 *h* flach unter ∢ 20° einfällt. Seine Mächtigkeit ist bedeutend grösser als die des ersteren Flötzes und beträgt 3 bis 6 *m*, wiewohl auch hier verdrückte Flötzpartien vorkommen, wo die Mächtigkeit bis zu 1 *m* und darunter herabsinkt. Die 6 *m* und darüber mächtigen Graphitlinsen halten im Streichen auf ansehnliche Längen an, der Graphit ist jedoch in zahlreiche Bänke und Nester zerschlagen, denen ebensoviele Zwischenmittel von schiefrigen und bankigen Flötzkalkstein, Kalksteinmugeln und Graphitschiefer entsprechen. Bei der alten Buhl'schen Graphitmühle wechseln sehr flach gelagerte mit steilfallenden Flötzpartien ab; die Graphitführung ist hier besonders mächtig, auf grössere Flächen anhaltend und fast ohne Bergmittel, wobei die Mächtigkeit reinen Graphits durchschnittlich 2·5 *m* beträgt, jedoch auch 3 bis 4 *m* erreicht und als Seltenheit bis 5 *m* anschwillt.

Auch dieses Flötz liegt überall auf einem grobkörnigen hellgrauen Kalkstein, unter welchem ein schwaches Taubflötz von unreinem Graphit und Graphitschiefer, dann ein absätziges Lager von Granatamphibolit, weiter Kalkstein mit Schuppengneiss folgt; im Hangenden wird dasselbe durch feinkörnigen dunkelgrauen Kalkstein überlagert, welchem ebenfalls schwache Taubflötze unbauwürdigen Graphits inneliegen, und der weiterhin in mächtigen, sehr grobkörnigen Marmor, einem Aggregat bis centimetergrosser polysynthetisch verzwillingter Calcitindividuen übergeht, das am Tage zerfallen als Bau- und Waschsand gewonnen wird.

Dieses Flötz ist über das engbegrenzte Gebiet des Baderberges hinaus bis nun noch nicht beschürft worden, jedoch lassen Flötzausbisse und schwarze Schweife darauf schliessen, dass es sowohl einerseits in der Richtung nach 3 *h* über die Erosion des Badergrundes hinweg fortstreicht, andererseits über den Heimerlsthaler Grund gegen NW die entgegengesetzte Fortsetzung findet, wie dies der concordanten Lagerung über dem Sattelflötze entsprechen würde. Untrügliche Beweise für diese Anschauung liegen in dem Verhalten der übrigen Formationsglieder (insbesondere des Kalksteines) vor, deren Aufeinanderfolge, Streichen und Verflächen dem Principe der Concordanz der die Gebirgsfalte zusammensetzenden Schichten entspricht.

Vom Baderberg gegen NO verdrückt sich der flötzführende Kalkstein und wird beiderseits des Seifengrundes theilweise durch Quarzit und Kieselschiefer verdrängt, begleitet von Schuppengneiss,

hie und da sieht man Flötzausbisse; bei der Colonie Jammerthal tritt beiderseits des Verbindungsweges Goldenstein—Adamsthal Kalkstein mit Flötzausbissen, bestehend aus erdigem Graphit, Graphitschiefer und dunklem Kalk, wieder zu Tage; es ist sehr wahrscheinlich, dass sich hier die verdrückte Fortsetzung des Baderbergflötzes befindet.

Gegen NW zeigt dieses Kalksteinlager ein ähnliches Verhalten, es verläuft nämlich auf den Höhen nördlich Heimerlsthal gleichfalls in Quarzit und Kieselschiefer, hie und da begleitet von dunklem rostigen Kalk, Graphitschiefer und erdigem Graphit. Speciell beim Stollen der Altstädter Wasserleitung hat man einen schönen Flötzausbiss entblösst, welchen ich für das äusserste nordwestliche Ende des Baderbergflötzes halte.

III. Das Vorwerkflötz.

Die Verhältnisse dieses Flötzes sind wenig bekannt, dasselbe wurde bisher nur im Vorwerk-Ried westlich Goldenstein bebaut, wo es mit dem Vorwerkstollen auf ungefähr 200 *m* Länge im Streichen dem Aufschluss und Abbau zugeführt erscheint, daselbst nach *h* 2 streicht und sehr wechselnd, durchschnittlich *h* 20 unter ∢ 25⁰ einfällt. Die Flötzmächtigkeit ist bedeutend und beträgt 8—10 *m*, allein der grösste Theil der Lagerstätte besteht aus Flötzkalkstein und Graphitschiefer mit unbauwürdigen Graphitschmitzen; in der Regel näher dem Liegenden lagert eine 1 bis 1·5 *m* mächtige anhaltende Bank bauwürdigen Graphits, aber auch am Hangenden fanden sich derartige, jedoch weniger aushaltige Graphitbänke, es kamen aber auch linsenförmige Anhäufungen bauwürdigen Graphites vor, welche bis 6 *m* Mächtigkeit erreichten.

Das Flötz ruht auch hier unmittelbar auf grobkörnigem, marmorähnlichem, hellgrauem, örtlich blendend weissem Kalkstein, accessorisch mit schwachen Lagen weissen Steatits (nach Serpentin), weiter im Liegenden mit einem schwachen Taubflötz, dann folgen mächtige Granat-Amphibolite, ferner Kalkstein, dem schwache Taubflötze unreinen Graphits und Graphitschiefer untergeordnet sind, also eine ähnliche Stratification wie im Liegenden des Baderbergflötzes, wodurch die Ansicht von der Beckenform eine weitere Stütze erhält. Im Hangenden lagert feinkörniger dunkelgrauer Kalkstein, der local eingeschaltet geringmächtigen Schuppengneiss mitführt. Weiterhin füllen das Innere der Mulde zwischen den beiden Flötzflügeln Hornblendegneisse, normale Amphibolite, sporadisch porphyrartiger Feldspath-Amphibolit, ferner untergeordnet grobkörniger Muscovitgneiss.

Die Fortsetzung dieses Flötzes lässt sich gegen NO, nach den der Dammerde am Tage beigemengten Graphittheilchen, sogenannte „schwarze Schweife“, und den zu Tage ausstreichenden Flötzausbissen zu schliessen, durch das Kreuzberg-Gründel, am vorderen Baderberg, auf der Höhe Kleinhansel verfolgen, welchem Flötzstreichen auch die Graphitschürfungen beim Buhlkreuz im Seifengrund angehören dürften, wo sich erdiger Graphit im marmorähnlichen Kalkstein ein-

geschlossen wiederfindet Das Flötzstreichen Vorwerk-Buhlkreuz entspricht generell *h* 3.

Zwischen den Kalksteinlagern der Phyllitzone einerseits und deren Fortsetzung des Baderberger Kalksteinlagers andererseits am Verbindungswege Goldenstein—Adamsthal lagert im Schiefergneiss das wahrscheinliche nordöstliche Ende des Vorwerker Kalklagers. Flötzausbisse fand ich in demselben Niveau noch weiter nordöstlich dicht bei Spornhau.

Nach NW hin fehlen Ausbisse des mächtigen Vorwerksflötzes fast gänzlich, das Vorwerker Kalksteinlager verdrückt sich und scheint zum Theile durch Amphibolite mit dem mächtigen Kalksteinlager am Silberberg und der Oeberschaar zusammenzuhängen, das hier concordant fortsetzt. An seinerstatt sind im Pfarrwald bei Heimerlsthal Quarzite und Kieselschiefer eingelagert. Zahlreiche Flötzausbisse fand ich in der Gemarkung „Boden" nächst Altstadt, dieselben treffen wohl die nordwestliche Streichrichtung, für einen Zusammenhang liegen jedoch bislang keine Anhaltspunkte vor.

Der Graphit dieses Flötzes ist wohl vorwiegend weich und milde, es bricht jedoch hier auch viel harter Graphit ein, ausserdem findet sich darin viel Eisenkies und Brauneisenerz porös und gesintert, wahrscheinlich metamorph nach ersterem; nach der Teufe geht der harte Graphit in Graphitschiefer über.

Im Allgemeinen steht rücksichtlich der Qualität des Graphits der beschriebenen 3 Flötze die Thatsache fest, dass das Sattelflötz vorwiegend aus mildem, blätterigem Weichgraphit besteht und relativ wenig harte Graphitstufen führt, also bezüglich der Qualität den ersten Rang einnimmt. Im Gegensatze dazu enthält das Baderbergflötz schon etwas mehr, insbesondere aber das Vorwerkflötz viel stufigen harten Graphit, daher die beiden letzteren Flötze auch nach dieser Seite einander ähnlich sind.

Als bemerkenswerthe Neubildung nach Eisenkiesen in den Graphitgruben verdient der Eisenvitriol besondere Erwähnung, derselbe ist zumeist in undeutlichen Körnern und Täfelchen krystallisirt, die Krystalle zu Gruppen und Drusen verbunden, häufig stalaktitisch oder als Krusten und Beschläge, farblos bis weis, spangrün bis berggrün, selten hellgelb, in hohem Grade pellucid. Insbesondere erscheinen im Carolistollen am Baderberg die Ulme der dortigen Sohlstrecke, wo dieselbe unter den alten Verhauen hinläuft, mit schönen Gruppen und Drusen von farblosem bis weissem Eisenvitriol völlig übersäet, ferner spangrüne Ueberzugsdrusen in der südlichen Oberbaustrecke des Kiesfundschachtes bei Peterswald u. a. O. —

Auf Grund der oben geschilderten, in Karte und Profil verzeichneten tektonischen Verhältnisse der Graphitflötze, sowie der dieselben begleitenden Formationsglieder gelange ich zu dem Ergebniss, dass das Baderberg- und Vorwerkflötz sehr wahrscheinlich die einander zufallenden Theile eines und desselben Flötzes sind, so zwar, dass das Baderbergflötz den sanft fallenden einseitigen Muldenflügel, während

das Vorwerkflötz den flach aufgerichteten complementären Gegenflügel darstellt, wie dies in dem Querprofil auf Seite 23 veranschaulicht ist. Die Muldenlinie der gedachten Flötze verlauft im Allgemeinen conform zur Sattellinie der unterhalb liegenden Antiklinale mit dem Sattelflötz. Es liegen somit die gedachten zwei Graphitflötze in einer vollständig ausgebildeten, einfachen und stehenden Gebirgsfalte, welche durch einen tangentialen Schub entstanden ist, dessen grösste Componente senkrecht auf die Sattellinie wirksam war.

Sprünge und Ueberschiebungen oder andere Dislocationen sind bisher nirgends auf den gedachten Flötzen beobachtet worden.

Die Graphitflötze bei Mähr.-Altstadt—Goldenstein repräsentiren die ältesten vegetabilischen Ablagerungen und das Endproduct des Verkohlungsprocesses in der bekannten Formationenreihe der östlichen Sudeten. Auf den Verkohlungsprocess, beziehungsweise die successive Umbildung dieser ältesten vegetabilischen Anhäufungen in Graphit haben im Wesentlichen zwei Ursachen eingewirkt, und zwar:

Erstens die von den Amphiboliten ausgehende Contact-Metamorphose, welche Gesteine, wie nachgewiesen erscheint, die Graphitflötze im Liegenden und Hangenden begleiten und wahrscheinlich umgewandelte basische Eruptivgesteine sind, unter deren Contactwirkung der gemeine Kalkstein, namentlich der Liegendkalkstein zu grobkrystallinen Marmor, die Kohlengesteine in Graphit umgewandelt worden sind; gleichzeitig kam es im Kalkstein zur Ausbildung von sogenannten Contact-Mineralien, und zwar: Pyroxen (Augit), Grammatit, Skapolith, Enstatit, Granat, Epidot, Graphit, Serpentin, Glimmer, Chlorit.

Zweitens war es die umgestaltende Einwirkung des gebirgsbildenden Druckes bei Aufstauung der Gebirgsfalte, worin die Graphitflötze lagern, also dynamometamorphische Vorgänge, welche den Verkohlungsprocess begünstigt haben. Man sieht die Druckwirkung namentlich an der Flötzmasse, die vielfach gequetscht und hie und da gefaltet erscheint.

Auch in den anderen Formationsgliedern begegnet man den Zeichen von Stauungs-Metamorphose, als Verbiegung, Knickung, Zertrümmerung der grossen gesteinsbildenden Mineral-Individuen, sowie in der Fältelung und Streckung der Gesteine selbst. Neben diesen dynamischen Vorgängen im Kleinen machten sich solche durch tektonische Erscheinungen im Grossen geltend, und zwar: Einseitige Aufrichtung der Zone granitartiger Hornblendegneisse bei Altstadt, Faltung der daran östlich des Engelbrechtsthales stossenden Schichtenreihe und Ueberschiebung derselben über die Phyllite bei Goldenstein, wobei die Gneisse durch den dabei thätigen Gebirgsdruck zu Schiefergneissen, die Amphibolite zu Amphibolschiefer gequetscht wurden.

Zweifelsohne verdanken die Gesteine der flötzführenden Gebirgsfalte die Entstehung ihrer heutigen petrographischen Ausbildung dem regionalen Metamorphismus, dafür spricht die Thatsache, dass die eruptiven Amphibolite in Zonen und Höfen von Hornblendeschiefer und Hornblendegneissen umgeben, der Kern des Sattels, sowie dessen Aussenränder als mechanisch am

stärksten beanspruchte Stellen von Schiefergneissen gebildet werden, auf der Südwesthälfte des Gewölbes plattige Biotit-Muscovitgneisse, auf der Nordosthälfte dagegen Hornblendegneisse vertheilt sind, somit keine gleichmässige, sondern zonenförmig verschiedene sowohl von chemischen Agentien als auch dynamometamorphischen Erscheinungen abhängige Ausbildungsform derselben Formationsglieder vorliegt. Der die Mineral-Individuen zertrümmernde Gebirgsdruck begünstigt durch Vermehrung der Angriffsflächen wieder die chemische Umsetzung, es erscheinen somit beide Einwirkungen als ursächlich verknüpfte Vorgänge. —

Zur Frage nach der Altersstellung des geschilderten Schichtencomplexes mit den Graphitflötzen innerhalb der Urgneissformation der östlichen Sudeten möge es gestattet sein, einen kurzen Rückblick auf die benachbarten Gneissgebiete zu werfen. Im Allgemeinen zeigen dieselben mehrere Gneisskuppeln mit ausgedehnten Mulden dazwischen, theilweise auch zonenartige Lagerungsverhältnisse darbietend, und zwar sehen wir südöstlich des Rothenbergpasses das Schiefergneissgewölbe des Tessthales emporsteigen, darauf lagert bis an das Unterdevon anstossend, am Altvater und Peterstein schieferiger und grobkörnigen Chloritgneiss; nordwestlich desselben Passes erscheint die grosse flache Gneisskuppel der Hochschaar-Kepernikgruppe aufgewölbt, auf welcher die Glimmerschieferformation ruht.

Andererseits vom Ramsauer Joch gegen W im Glatzer Schneegebirge lagert zu unterst abermals ein antiklinal abfallender Gneisskern, dazwischen und dem auf der Dürrenkoppe nebst ihren Ausläufern in einer Synklinale theilweise fächerförmig lagernden Gneissgebiet befindet sich deren Schieferhülle in einer schiefliegenden Mulde eingeklemmt, worin die March später ihr Bett successive gegraben hat, mit dem Ergebniss der gabelförmigen Gebirgstheilung.

Nach Massgabe der Lagerungsverhältnisse und dem Grade der Krystallinität, dem Feldspath- und Glimmerreichthum will ich eine Bestimmung des geologischen Alters der Gneisscomplexe und ihrer Schieferhüllen in der Reihenfolge von unten nach oben versuchen:

I. Urgneissformation.

1. Das tiefste Niveau behauptet der grobflaserige feldspath- und biotitreiche Augengneiss der Kepernikgruppe, insbesondere aber jener des Glatzer Schneegebirges mit seinen auffallend grossen Orthoklasaugen, sie repräsentiren somit zweifellos die eigentlichen Fundamentalgneisse. Hier wie im Erzgebirge Sachsens sind die hellen Feldspath und dunklen Glimmer führenden sogenannten „grauen Gneisse“ als der die übrigen Formationsglieder tragende geologische Untergrund zu betrachten. Neuerdings ist F. Becke[1]) in sehr scharfsinniger Weise für die Ansicht eingetreten, dass die „Masse

[1]) Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des hohen Gesenkes. Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-nat. Cl., Bd. CI, Abth. I, März 1892.

des Kepernikgneisses als umgewandeltes Intrusivgestein erscheint. Es ist jünger als die darüberliegenden Schieferschollen, an deren Umwandlung es activ betheiligt ist, wie der Contacthof ausgezeichneter Staurolith-Andalusit führender Glimmerschiefer beweist.“ Im Glatzer Schneegebirge werden diese Contactgesteine durch Granat-Glimmerschiefer und grobkörnigen Marmor vertreten. Mit der Aufpressung dieser Gneissmassen steht die Faltung der Sudeten, sowie die contactmetamorphischen Erscheinungen in den Schieferhüllen im ursächlichen Zusammenhang.

2. Darüber folgen als mittlere Gruppe, und zwar am Pferderücken, der Dürrenkoppe und ihren Ausläufern körnigflaserige bunte Muscovit- und Zweiglimmergneisse, ausgezeichnet durch rothen Orthoklas und vorwiegend hellfarbigen Glimmer, sie sind local ebenfalls als grobflaserige Augengneisse ausgebildet; Biotitgneisse sind ihnen untergeordnet.

3. Dagegen bilden die östlich und westlich Mähr.-Altstadt herrschenden Hornblendegneisse und Amphibolite, sowie die plattigen, feldspathreichen, glimmerarmen Biotit-Muscovitgneisse, dann die mächtigen Muscovit-Schiefergneisse mit untergeordnetem Glimmerschiefer, Quarzit, körnigem Kalkstein sammt den Graphitflötzen eine obere Gruppe der Gneissformation, die meines Erachtens mit ihren dominirenden Amphibolgesteinen, als eine mit den Amphibolitgebieten von Zöptau und Freiwaldau gleichalterige Facies der Gneissformation erscheint und eine Art Mittelstellung zwischen dem eigentlichen Gneissgebirge und dem krystallinischen Schiefergebirge einnimmt, beziehungsweise zu letzterem hinüberleitet. Diese vorwiegend schieferige Gneissfacies besteht im Gegensatze zu den fundamentalen Biotit-Augengneissen, die unterirdischen Kuppeln (Laccolithen) gleichen, zweifellos aus unter Mithilfe des regionalen Metamorphismus umgewandelten ältesten Sedimenten.

II. Urschieferformation.

Schieferhülle des Kepernikgneisses, deren Hauptgestein aus Glimmerschiefer, zum Theil Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer besteht und worin sich zahlreiche Nebengesteine eingelagert finden.

Schiefergebiet des Glatzer Schneegebirges und oberen Marchthales, bestehend aus Glimmerschiefer, zum Theil Granat-Glimmerschiefer, untergeordnet Schiefergneisse, Amphibolite, körniger Kalkstein (Marmor), mächtige Quarzite.

Der eine schmale lange Gesteinszone bildende Phyllitzug in der Gebirgsrinne Goldenstein—Ramsau, welcher mit seinem NW-Fallen die flötzführende Gneissfalte scheinbar unterteuft, fasse ich als ein zwischen letztere und die Schieferhülle des Kepernikgneisses eingeschobene schiefe Mulde auf. Die Gesteine dieses Zuges, deutlich klastischer kohliger Phyllit, zum Theil conglomeratähnlicher Quarzit, krystallinischer Kalkstein, untergeordnet Amphibolit, dürften

sehr wahrscheinlich nicht archäisch, vielmehr schon der paläozoischen Periode, möglicherweise dem Unterdevon angehören.

Palaeontologische Charaktere mangeln wohl, dagegen besteht in petrographischer Hinsicht eine auffallende Aehnlichkeit zwischen dieser Gesteinsreihe und dem urbildlichen Unterdevon bei Würbenthal. Während aber dort am Dürrenberg und Schlossberg die Quarzite zu unterst, die kohligen Phyllite mit Kalkstein und Uralitdiabas zu oberst folgen, sehen wir bei Goldenstein—Ramsau die umgekehrte Schichtenfolge, wodurch die Ansicht, dass der letztere Phyllitzug thatsächlich eine schiefliegende Mulde darstellt, über welche die Altstadt—Goldensteiner Gebirgsfalte darübergeschoben erscheint, eine weitere Stütze erhält.

Hierher dürften auch die Partien dunklen Phyllits beizuordnen sein, welche an der entgegengesetzten, und zwar äussersten westlichen Flanke des geschilderten, der oberen Gneissgruppe angehörigen Schichtengewölbes, an der Grenze gegen das Gebiet älterer Gneisse nächst Woitzdorf, Neudorf und vor Neu-Rumburg eingezwängt erscheinen.

F. Becke tritt ebenfalls für die Möglichkeit ein, dass die ähnlich zusammengesetzten Phyllitzüge vom Uhustein und Kleinen Seeberg im Gebiete des Rothenbergpasses Unterdevon-Mulden darstellen. Es ist in der That nicht unmöglich, dass letztere Formation früher gleichmässig über einen Theil des Hohen Gesenkes verbreitet gewesen war und später bis auf die Phyllitgebiete des Rothenberg- und Ramsauerpasses weggewaschen worden ist. Wie weit die Denudation in den östlichen Sudeten gediehen ist, sehen wir am deutlichsten an dem Altstadt—Goldensteiner Flötzsattel, von dessen Scheitel eine Calotte von 5 *km* Länge und $2^1/_2$ *km* Breite und einer muthmasslichen Pfeilhöhe von 300 *m* successive zur Abtragung gelangt ist. Mindestens dieser Grösse entsprechend muss das Bergland zwischen Altstadt—Goldenstein früher höher gewesen sein als jetzt, und da schon Becke aus der Streckung der Gesteine (lineare Parallelstructur, Richtung der Glimmerflasern auf den Schieferungsflächen der Gneisse, Fältelung der Schiefer) nachgewiesen hat, dass der jetzt als Hauptkamm des Hohen Gesenkes erscheinende Theil vom Anfang her am höchsten aufgewölbt war, so kann für den letzteren gefolgert werden, dass derselbe obiger Höhendifferenz angenäherter Grösse früher ebenfalls höher gewesen sein dürfte, wenn auch die Erosionsmechanik beiderseits der Gebirgsaxe intensiver einwirkte, als am Kamme selbst. Im Hinblick auf diese Thatsache ist es leicht erklärlich, dass der grösste Theil der früher möglicher Weise über dem Hohen Gesenke lagernden Devonformation bis auf die eingeklemmten Muldenreste der Denudation zum Opfer fiel.

In welchem Masse das Gebirgsrelief von der Gesteins-Cohärenz abhängig ist, ersieht man am auffälligsten an dem Umstande, dass der tiefste Uebergang in den östlichen Sudeten, das ist der Ramsauerpass nebst den dazuführenden Thälern, dem Schwarz- und Mittelbordbach, in der Richtung des geringsten Widerstandes, d. h nach der Längserstreckung der Mulde weicher Phyllite ausgewaschen

worden ist. Der Rothenbergpass liegt ebenfalls in dem dortigen Phyllitgebiet. Das obere Marchthal ist in der einseitigen Schieferhülle der Schneeberggruppe eingegraben; durch das Neissethal wird die Sudetenkette an der Stelle durchbrochen, wo früher möglicherweise der complementäre Westflügel dieser Schieferhülle verbreitet war, später weggespült und durch obere Kreidegesteine ausplanirt wurde. Auch sonst kann man in dem in Rede stehenden Terrain die Erscheinung wahrnehmen, dass die Thäler in den milden Schiefergesteinen erodirt wurden, während die widerstandsfähigeren Gneisse die Höhen beherrschen.

Bergbau und Aufbereitung.

A. Der Bergbaubetrieb auf dem Sattelflötz.

I. Altstädter Alberti-Graphitgewerkschaft zu Kleinwürben.

Als der Bergbau in den ersten Anfängen lag, begnügte man sich, das Flötz bis zum Grundwasserspiegel (20—36 *m* tief) mittelst vom Tage im Flötzfallen getriebener Abhauen (sogenannte Flachschächte) später mit Saigerschächten zu untersuchen und abzubauen. Nachdem die Configuration der Tagesoberfläche in dem Gebiet zwischen Altstadt und Goldenstein, mit seinen tief eingeschnittenen Erosionsthälern für die Stollenlösung sehr günstig erscheint, hat man anfänglich hoch am Gehänge angeschlagene kurze Oberstollen zur Ableitung der Wässer herangeführt; diese hatten jedoch nur beschränkte Abbaufelder zur Disposition. In dem Masse, als sich der Bergbau entwickelte, wurde zu Tiefstollenanlagen gegriffen, welche gegenwärtig die über den Thalsohlen disponiblen ganzen Pfeilerhöhen zweckmässig zur Lösung bringen.

Dort, wo der Teltschbach an der tiefsten Stelle das Sattelflötz beim Kleinwürbener Zechenhaus durchbricht, sind am Fusse der beiderseitigen Gehänge die natürlich günstigsten Angriffspunkte für die Ausrichtung dieses Flötzes gegeben; der Teltschbach hat hier successive ein Erosionsthal gegraben, das in seiner Wirkung einem Stollen gleichkommt. Seither hat man den linksseitigen Flötzausbiss behufs Ausrichtung des reichen südöstlichen Sattelflügels bereits ausgenützt und den sogenannten Aloisstollen (richtig Tag-Sohlstrecke) auf der Thalsohle (604 *m* ü. M.) angeschlagen und bisher 905 *m* auf auf dem Flötzstreichen zu Feld getrieben; nur wo der Gebirgsdruck und andere zwingende Gründe dies nothwendig machten, wurde der Stollen auf kurze Strecken ins Hangende oder Liegende umgelegt. Das Flötz zeigt eine ruhige sanft wellige Ablagerung, keinerlei Dislocationen stören dieselbe. Die gelöste flache Baufeldhöhe beträgt bis an den alten Mann der oberhalb dem Grundwasserspiegel abgebauten Flötztheile 110 *m*; das Flötz setzt in unverminderter Mächtigkeit in die Teufe und unter die Stollensohle herab und ist eine Abnahme der abbauwürdigen Graphitmasse, als auch deren Qualität nach der Teufe nicht zu constatiren.

Ursprünglich ging auf diesem Flötze ein Pfeilerabbau mit 400—900 m^2 grossen Pfeilern um; nachdem jedoch alle natürlichen

Vorbedingungen, insbesondere gutes Dach, hinreichende Versatzberge gegeben waren, so hat man streichenden Stossbau (Strebbau) daselbst eingeführt. Die Sohlstrecke (Aloisstollen schlechtweg) eilt mit der zugehörigen Wetterstrecke parallel und gleichzeitig ins Feld voraus, um das Abbaufeld zu entwässern, die Ueberhauen wurden im Kreuzstreichen 100—130 *m* von einander entfernt aufgefahren und zur Bremsbergförderung mittelst einfacher Bremshaspeln eingerichtet. Der Abbau beginnt aus der Wetterstrecke, indem mittelst eines Hilfsüberhauen zunächst ein 5 *m* starker Schutzpfeiler (gegen den Bremsberg) abgegrenzt wird, worauf der Verhau des 90—110 *m* flach hohen Abbaustosses in 30 *m* hohen Absätzen in streichender Richtung erfolgt unter Nachführung von streichenden, im Versatz ausgesparten Förderfahrten am Oberstoss, wobei von Sohle und Dach nur was unbedingt nothwendig nachgeschossen wird. Die Hilfsüberhauen werden in der Regel mit breitem Blick getrieben, doch rutscht beim schwebenden Stossbau der Graphitstoss, insbesondere wenn der Dachdruck zur Wirksamkeit kommt; der streichende Stossbau erscheint darum für die Häuer gefahrloser. Häufig ist der Abbau am weiteren Fortschreiten wegen der oben geschilderten tauben Flötzpartien gehindert, daher die Auffahrung der Ueberhauen aus dem Ganzen nicht vermieden werden kann. Die Versatzberge kommen vom Betriebe der Hauptvorbaue, Nachriss der Förderfahrten, und fallen auch von den tauben Mitteln beim Abbau selbst. Wo die Berge nicht hinreichen und dies geschehen darf, wurden die Verhaue auf den Anpfahl-Stempeln offen stehen gelassen; Jahre hindurch senkt sich langsam das feste Dach, bricht endlich und schliesst die Räume.

Der Ausbau des Stollens, in der Zimmerungslichte 2·25 *m* hoch, 1·10 *m* verglichen breit, muss in den druckhaften Flötzpartien, wo der Graphit mit den Wasserzuflüssen zum Rutschen kommt, in ganzer Thürstockzimmerung auf Zahn mit allseitiger Verpfählung auf Trieb und zuweilen auch mit gesperrter Ortsbrust geschehen. Der Ausbau beim Abbau ist sehr einfach und beschränkt sich auf die Anwendung von Anpfahl-Stempeln.

Zur Wetterführung, sowie als zweiter Tagausgang dient der hoch am (widersinnigen) Gehänge gelegene, daher sehr wirksame Augustschacht V, welcher in 36·2 *m* saigerer Teufe durch das Ueberhauen XIV mit der Aloisstollensohle verbunden ist.

Die Wasserlösung erfolgt ausschliesslich auf der Stollensohle, da sich der Bergbau lediglich über dem Thalniveau bewegt. Die Wasserzuflüsse des Aloisstollens betragen 40 Secundenliter im Maximum zur Zeit der Schneeschmelze und 14 Secundenliter als Minimum im Winter.

Zur Förderung auf der Stollensohle dient Vignolschienenbahn von 500 *mm* Spurweite und Förderwagen von 6 *q* Nettolast, dagegen geschieht die Förderung in den Förderfahrten und Bremsbergen mit ungarischen Förderhunden und Schlepptrögen.

Ein Hauptgewicht wird auf möglichst reine Handscheidung des Rohgraphites schon in der Grube gelegt und namentlich die Häuer dazu angehalten; das Fördergut muss thatsächlich rein und der Bergversatz taub sein.

Mit dem hoch am Gehänge in der „Hinterjagd“ angeschlagenen Auguststollen und Verquerungen aus dem Aloisstollen wurde in diesem Feldestheil vom Liegenden zum Hangenden folgende Stratification überfahren:

	Meter
Dammerde und Lehm vom Tage herein	3·0
Gneissgerölle vom Tage herein	14·0
Muscovit-Schuppengneiss, eisenschüssig, rostbraun verwittert; näher gegen den Liegendkalk mit Graphitschieferbank	95·5
Kalkstein, grobkörnig, marmorartig, weiss	14·0
Sattelflötz	3·0
Schuppengneiss, verwittert, kurzklüftig	4·0
Kalkstein, feinkörnig, dunkelgefärbt, schiefrig bis bankig .	5·0
Schuppengneiss, frisch erhalten	19·0
Kalkstein, feinkörnig, stellenweise eingeschaltete Bänke von Graphitschiefer mit Graphitschmitzen, nicht durchbrochen	32·0

Weiterhin folgen dichte Biotitgneisse und die Amphibolite am Vogelherd.

Durch zahlreiche Schurfschächte hat man das Weiterstreichen des Sattelflötzes auf demselben Flügel von Hüttenberg gegen Kronfelsthal und der Colonie Quickernest sichergestellt; namentlich haben die beiden Hugoschächte am letzteren Orte den Graphit abbauwürdig, 0·65 *m* durchschnittlich mächtig und weich angefahren.

Vom Teltschbach nächst Kleinwürben, dem rechtsseitigen Flötzausbiss aufwärts folgend, hat man mit dem Josefstollen und mit mehreren auf der sogenannten Schnaubeltkoppe und deren nordöstlicher Fortsetzung abgeteuften Saigerschächten die Flötzmächtigkeit mit 0·60 bis 1·60 *m* gebaut. Der Kristenschacht in der Barbarazeche am Teltschhübel hat das Graphitflötz, 0·95 *m* mächtig, in reiner und milder Beschaffenheit bis zum Grundwasserspiegel abgebaut.

An der Stelle, wo das Teltschthal im Dorfe Grosswürben das Sattelflötz verquert, wurde in südwestlicher Richtung der Constantinstollen (richtig Tagstrecke) 266 *m* und am gegenüberliegenden Gehänge der Gustavstollen nach NO 340 *m* auf dem Flötzstreichen zu Feld getrieben und der Graphit hier in besonders reiner, weicher Qualität und 0·48 bis 1·6 *m* mächtig abgebaut. Beide Stollen sind gegenwärtig ausser Betrieb, da dieselben zu den bestehenden Waschwerken wegen der Frachtspesen ungünstig liegen.

In der Fortsetzung des westlichen Sattelflügels wurde das Flötz am Hinterberg nördlich von Grosswürben mittelst eines Saigerschachtes 1·0 bis 1·25 *m* mächtig nachgewiesen; im vorderen Schwarzgraben (Weiser Erb) mit einem Flachschacht durchschnittlich 0·75 *m* stark in reiner Abbauwürdigkeit getroffen, im hinteren Schwarzgraben, versteckt im fürstlichen Walde, hat man früher auf 0·65 *m* mächtigem Flötz mittelst eines längeren Stollens Weichgraphit (Naturwaare) erzeugt; auch bei der Kaiserbaude mit Stöhr's Schurfschacht und an zahlreichen anderen Punkten ist das Flötzstreichen auf diesem Sattelflügel constatirt worden.

Der Bergbau ist nur während der Wintermonate, und zwar von November bis April mit durchschnittlich 80 Mann im Betriebe, dagegen werden bei der Aufbreitung während der Sommermonate Mai bis October 80 bis 100 Personen beschäftigt.

Die Graphitwäschen liegen am Teltschbach, und zwar das Waschwerk I unterhalb der zu Grosswürben gehörigen Buschmühle und das Waschwerk II dicht beim Aloisstollen. Dieselben erzeugen gewöhnlich nachstehende Handelssorten:

Prima-Raffinade in Stücken	Marke	*A*	für Eisengiessereien und als Ofenglanz u. s. w.
„ als Mehl	„	*AM*	
Secunda-Raffinade in Stücken	„	*B*	
„ als Mehl	„	*BM*	

Tertia-Raffinade als Mehl Marke *M* für Stahlwerke im Durchschnitte mit nachstehender procentischer Zusammensetzung:

	Prima	Secunda
Kohlenstoff	55%	51%
Asche	43 „	47 „
Wasser	2 „	2 „

Waschwerk I.

Dem Waschwerk I, 105 m^2 gross, dient ein oberschlächtiges Wasserrad von 4·3 *m* Durchmesser und 5 Pferdekräften als Motor zum Betriebe von vier Rührgumpen und eines Trockenpochwerkes mittelst Zahnradtransmission.

Der Rohgraphit wird vor seiner Verwendung gehurtet und nochmals einer thunlichst reinen Handscheidung unterworfen, der Hurtendurchfall in die Wäsche geführt, während der aus harten Graphitstuffen bestehende Rückhalt auf die Stuffenhalde gelangt. Von den vier Rührgumpen werden in 24 Stunden 40 *q* Rohgraphit zu schlämmgerechter Trübe angemengt, sodann nach dem Principe der Gleichfälligkeit in einem schwach geneigten Wasserstrom sortirt, und zwar gelangt im ersten Satzkasten Tertia zum Absatz, hierauf fliesst die Trübe durch einen Vorkasten, worin das Depositum aus Secunda besteht, das zeitweise in die zwei darunter befindlichen Sammelkästen abgezapft wird; endlich wird die Trübe in weitere 20 Satzkästen alternirend geleitet, worin sich Prima absetzt. Um die am Boden der Rührgumpen angesammelten, dem Rohgraphit beigemengten Verunreinigungen Kalk, Quarz, Schiefer, Kiese u. s. w. zu entfernen, werden dieselben in 24 Stunden fünf Mal durch die Austragsthüren entleert „abgelassen", wobei sich das vorgelegte Gerinne mit „Sand" füllt, während die überfliessende unreine Trübe in eine separate Ablasskastenreihe gelangt und in deren ersten Satzkasten sich ebenfalls „Sand" absetzt, der als nicht mehr schlämmwürdig auf die Halde gestürzt wird, während das Depositum des zweiten Kastens aus Tertia und das des dritten und vierten aus Secunda besteht.

Sobald der Graphitschlamm in den Kästen die nöthige Höhe erreicht, sich gesetzt und verdichtet hat, wird das Oberwasser abgezapft und der Schlamm auf Trockenstellagen (Trockenhäuschen) zum Trocknen an der Luft ausgelegt. Solcher Trockenstellagen sind 48 vorhanden und ist eine jede derselben mit separatem Dach nebst 20 Trockenrinnen versehen, welche zusammen eine Trockenfläche von 20 m^2 darbieten; bei schönem Wetter ist die Raffinade in 7, bei ungünstiger Witterung in 14 Tagen bis auf $2^0/_0$ hygroskopisches Wasser abgetrocknet und verkaufsfertig.

Das Trockenpochwerk mit angeschlossener Handsieberei dient zur Erzeugung der Mehle aus Stück-Raffinade: dasselbe besteht aus einem Stuhl in 3 Sätzen à 4 Stempel, zusammen 12 Stempel. Die Leistungsfähigkeit in 24 *h* ist 45 *q* feine Mehle.

Waschwerk II.

Dasselbe, massiv erbaut, deckt eine verbaute Grundfläche von 429 m^2 und ist mit zwei oberschlächtigen Wasserrädern ausgerüstet, wovon das grössere, mit 5·9 *m* Durchmesser 9 Pferdekräfte als Nutzeffect an der Wasserradwelle abgibt, während das kleinere 3·25 *m* im Durchmesser misst und 4 Pferdekräfte leistet.

Dem stärkeren Wasserrad sind mittelst Zahnrad- und Riementransmission angehängt:

1 Nasskollergang, welcher in 24 Stunden 144 *q* Rohgraphit verarbeitet, 7 Rührgumpen mit einer Verarbeitungsfähigkeit pro Tag- und Nachtschicht von 70 *q* Rohgraphit, 1 Rührwerk nebst 2 Druckpumpen für die 2 Filterpressen, wovon jede achtzehn Kammern zählt, mit der Leistungsfähigkeit in 24 Stunden (auf Trockengewicht bezogen) von zusammen 112 *q* Prima- und Secunda-Raffinade in tafeligen Presskuchen von $20^0/_0$ Wassergehalt.

Zur Abtrocknung der aus den Filterpressen kommenden Raffinade dienen 80 Trockenstellagen mit je 20 Trockenrinnen und 20 bis 24 *m* wirksamer Trockenfläche.

Sämmtliche Aufbereitungsstationen sind mit Grubenschienenbahn von 0·500 *m* Spurweite verbunden.

Während die Rührgumpen nur weichen und milden Graphit verarbeiten, werden dem Kollergang harte Graphitstuffen nach längerem Liegenlassen an der Luft und nachherigem Klopfen mittelst Holzschlägeln in kleinen Partien zugeschlagen.

Der gehurtete und reingeschiedene Rohgraphit wird dem Nasskollergang mit Fülltrögen aufgegeben, dann im Klarwasserstrom gemahlen und zur schlämmgerechten Trübe angemengt: diese wird in zwei Trübegerinnen weitergeführt, aus welchen continuirlich Tertia ausgehoben wird. An die Trübegerinne schliessen sich zwei Schlämmgarnituren, und zwar gibt der Satz der weiterfliessenden Trübe beider Reihen zusammengenommen in den zwei ersteren Satzkästen ebenfalls Tertia, während in den drei folgenden Vorkästen Secunda den Rückhalt bildet, der intermittirend in die darunter gelagerten vier Sammelkästen abgezapft wird; die aus letzterem Vorkasten ent-

weichende Trübe lässt endlich in den weiteren 22 Satzkästen die Prima zum Absatz gelangen.

Der Nasskollergang wird von den dem Rohgraphit anhaftenden Quarz, Kalk, Gneiss, Schiefer, Eisenkies etc. in jeder zwölfstündigen Schicht durch das am Boden angebrachte mit Schieber geschlossene Austragerohr vier Mal entleert, wobei die unreine Trübe durch das Sandgerinne in die Ablasskastenreihe gelangt, wovon der Satz des ersten Kastens nicht mehr schlämmwürdigen Sand, jener des zweiten Kastens Tertia, des dritten Kastens Secunda gibt.

An die Rührgumpen schliessen sich zwei Schlämmgarnituren, zusammen bestehend aus 2 Satzkästen für Tertia, 2 Vor- und 4 Sammelkästen für Secunda, 21 Satzkästen für Prima und als Ablasskastenreihe 1 Satzkasten mit Tertia und 3 Satzkästen mit Secunda als Depositum, während der Sand in dem vorgelegten Gerinne liegen bleibt. Der Vorgang beim Schlämmen ist gleich jenem im Waschwerk I. Das über dem Kastensatz angesammelte Schlämmwasser wird zeitweise in 3 grosse gemauerte Schlämmgruben abgeleitet, worin sich noch etwa mitgerissene Graphittheilchen absetzen, später als Primaschlamm ausgehoben und weiter verarbeitet werden.

Die einfachen Satzkästen sind normal in innerer Lichte 3·80 *m* lang, 1·50 *m* breit, 0·75 *m* tief; sie fassen bei 14tägiger Füllzeit 20 *q* lufttrockener Raffinade. Der in den Satzkästen hinreichend verdichtete und vom Oberwasser abgezogene Graphitschlamm wird mittelst fahrbarer Druckpumpe in Kippwagen abgesaugt, dem Filterpressen-Rührwerk zugeführt und von den Druckpumpen in die Filterpressen getrieben, die tafelartigen Presskuchen von 65 × 65 × 4 *cm* Grösse werden in Ziegelform 22 × 16 × 4 *cm* geschnitten und auf den Trockenhäuschen ausgelegt, wo sie bei schönem Wetter binnen 3—4 Tagen, bei ungünstiger Witterung in 6—8 Tagen bis auf 2% Feuchtigkeit abtrocknen und versandtfertig sind.

Das kleinere Wasserrad betreibt: 1 Trockenpochwerk mit directem Antrieb, zur Mehlerzeugung aus Stück-Raffinade, bestehend aus einem Stuhl in 4 Sätzen à 5 Stempel, zusammen 20 Stempel mit einer Leistungsfähigkeit von 60 *q* feiner Mehle in 24 Stunden. Mittelst Riementransmission angehängt, dient demselben Zwecke 1 Trockenkollergang mit mechanischem Siebwerk und einer Leistungsfähigkeit von 70 *q* in 24 Stunden.

Beim Schlämmen oder Waschen erzielt man durchschnittlich von der Menge des verwendeten Rohgraphits ein Ausbringen von 67% an Handelswaare, demzufolge die Verluste 33% betragen, so zwar, dass im Durchschnitt aus 150 *kg* Rohgraphit 100 *kg* Stück-Raffinade (I, II und III^a^ zusammen) erhalten werden.

Die Graphit-Raffinade gelangt in Fässern von gewöhnlich 500 *kg* Bruttogewicht in den Handel. Die Fässer werden in der eigenen Binderei mit 6 Bindern erzeugt; dieselbe ist aus gemauerten Riegelwänden, 116 m^2 gross, erbaut.

Die Marken *A* und *B*, sowie die daraus erzeugten Mehle *AM* und *BM* sind von vorzüglicher Qualität und zählen zu den besten Sorten raffinirten Graphits überhaupt; sie sind tief eisenschwarz, im Strich von lebhaftestem Metallglanz, sehr mild und fettig anzufühlen;

dieselben finden hauptsächlich als Giessereigraphit zum Ausstauben der Formen und als Formmaterial nach dem Inland einschliesslich Ungarn, nach Deutschland und England Absatz; ausserdem werden sie — insbesondere in England — zu Ofenglanzblöckchen gepresst und auch als Farbwaare, für diverse Schmiermittel, zum Graphitiren des Schiesspulvers, zur Schwarztöpferei in den Handel gebracht. Die Marke *M* wird vorwiegend von den Bessemer-, Thomas- und Martin-Stahlhütten verwendet.

2. Bergbau Kleinwürben und Adamsthal von A. Holzmaister in M.-Altstadt.

Auch diese Bergbauunternehmung baut auf dem Sattelflötz, und zwar ist ein Theil des reichen südöstlichen Sattelschenkels mit dem hoch am Gehänge des Hüttenberges bei Kleinwürben angeschlagenen Franziska-Stollen gelöst und das unterfahrene Graphitfeld bis zur Stollensohle bereits zum grössten Theile verhauen worden. In dem Maasse, als der oben geschilderte nachbarliche Alois-Stollen zu Feld getrieben wurde, sind auch hier die Grundwässer unter dem Einflusse der durch diesen Stollen erzeugten Depressionscurve gesunken, so dass das Flötz ohne nennenswerthe Wasserhebungskosten unterhalb der Franziska-Stollensohle bis an die nachbarliche Massengrenze im Hangenden verhauen werden konnte. Dessenungeachtet umschliesst die reiche Franziskazeche noch ein ansehnliches unverritztes Graphitfeld, welches dem künftigen Abbau vorbehalten bleibt.

Die bauwürdigen Flötztheile in dem übrigen Montanbesitz dieser Bergbauunternehmung bei der Colonie Quickernest, auf der Adamsthaler Gemeindehutung und den südlichen Gehängen des Kalten-Wiesenberges sind fast überall mittelst Schächten bis zum Grundwasserspiegel abgebaut, setzen aber an den gedachten Punkten in weitere Teufen herab, ohne Qualitäts- und Mächtigkeitsunterschiede wahrnehmen zu lassen. Fast wie überall wird das Flötz auch hier nicht nur im Liegenden, sondern namentlich am Hangenden von körnigem Kalkstein begleitet. Insbesondere am Kalten-Wiesenberg führt das Flötz, mit Graphitbänken wechselnd, sehr vielen Schwefel- und Magnetkies in einzelnen Stuffen und schwachen Lagen, gleichsam die Uebergänge vermittelnd zu dem Eisenkies-Vorkommen in der Waldstrecke „Nesselflecke“ bei Peterswald am nordöstlichen Sattelflügel.

Auf der Aloisiazeche bei der Colonie Quickernest ist der Graphit am südwestlichen Saigerschacht 1·3 *m*, am Mittelschacht 1·9 *m* und am nordöstlichen Haspelschacht 1·1 *m* mächtig, im Wasser verlassen worden; diese Schächte, 17—28 *m* tief, sind auf mittlerer Höhe des Gehänges situirt und wird gegenwärtig zur Unterfahrung dieser Flötztheile der auf der Thalsohle (721 *m* u. M.) angeschlagene neue Alexander-Stollen nach 10 *h* aufgefahren, welcher bis nun 210·6 *m* Länge erreicht und vom Liegenden zum Hangenden fortschreitend, nachstehende Schichtenfolge — als factisch durchfahrene Längen gemessen — verquert hat:

	Meter
Schuppengneiss, dicht, schiefrig, rostbraun, brüchig . .	24·0
Schuppengneiss, dicht, schiefrig, rostbraun, schussfest .	24·0
Granatamphibolit, mit schwachen Einlagerungen von Schuppengneiss, an der Basis Graphitschiefer	25·4
Amphibolit, dickbankig abgesondert	8·0
Muscovitgneiss, grobkörnig	4·9
Granatamphibolit, dickbankig, würfelig, an der Basis Graphitschnur	24·2
Kalkstein, weiss, mit untergeordnetem Schuppengneiss wechselnd	16·9
Graphitgneiss, viel Muscovit enthaltend, mit Kalkstein in Wechsellagerung	32·3
Graphitschiefer	4·3
Granatamphibolit, cubisch abgesondert	11·4
Kalkstein, feinkörnig, weiss bis röthlich, accessorisch mit Graphitschmitzen, Lagen von Serpentin	35·2
Zusammen . .	210·6

Generelles Streichen dieser Schichten 4 *h*, Fallen 10 *h* unter ∢ 40^0.

Bis zu der vor kurzer Zeit erfolgten Besitzveränderung waren bei diesem Werke 24 Personen abwechselnd im Winter beim Bergbau und während des Sommers in der Graphitwäsche beschäftigt; gegenwärtig ist jedoch die Belegschaft stark reducirt, da sich der Besitznachfolger vorderhand auf den Betrieb des Alexander-Stollen beschränkt.

Das Waschwerk liegt ebenfalls am Teltschbach nächst Kleinwürben; dasselbe ist aus Riegelwänden, 86 m^2 gross erbaut und dient zu seinem Betriebe ein oberschlächtiges Wasserrad von 3·8 *m* Durchmesser und 1·2 *m* Breite. Es hängen daran: 1 Nasspochwerk mit directem Antrieb, bestehend aus 5 Sätzen à 6 Stempel, zusammen 30 Stempel, welches pro 24 Stunden 75 *q* Rohgraphit verarbeitet; 1 Rührpumpe verarbeitet 10 *q*; 1 Trockenpochwerk mit Zahnradtransmission, das zwei Sätze à 5 Stempel, zusammen 10 Stempel zählt und 25 *q* feines Mehl in 24 Stunden leistet. Die Schlämmgarnitur enthält: 1 Doppelkasten für Secunda, 25 Satzkästen für Prima und 2 Schlämmgruben. Dem gemeinschaftlichen Ablass für Pochwerk und Gumpe dient 1 Sandkasten, 1 Tertiakasten. Das Trocknen des Graphitschlammes wird ohne Zuhilfenahme von Filterpressen blos an der Luft auf 52 Trockenstellagen per je 20 Trockenrinnen bewerkstelligt.

3. Kiesbergbau Peterswald.

Am nordöstlichen Flügel des Sattelflötzes, und zwar in der fürstlichen Waldstrecke „Nesselflecke“ bei Peterswald, ist mit dem Fundschacht der Barbarazeche nachstehende Gesteinsreihe durchteuft worden:

			Meter
Aufsattelung			1·5
Dammerde			0·8
Schuppengneiss, braungelb, eisenschüssig, würfelig . .			5·7
Sattelflötz	Graphit, schiefrig	0·4 *m*	
	Flötzkalkstein, graphitisch, accessorisch Brauneisenerz . .	4·8 „	
	Magnetkiess	0·9 „	6·1
Grobkörniger, marmorähnlicher Kalkstein, weiss, nach unten bläulich, feinkörnig, nicht durchbrochen . . .			5·4
		Zusammen . .	19·5

Das Streichen der Graphit- beziehungsweise Kieslagerstätte ist 23 *h* 9 *gd*, deren Verflächen 5 *h* 9 *gd* ungefähr unter ∢ 40°.

Schöne Schwefelkiese sind auf dem erwähnten Schacht im Oberbau mit der südlichen Sohlstrecke 0·5—0·7 *m* mächtig aufgeschlossen und abgebaut worden; dieselben ruhen auf grobkörnigem Liegendkalkstein, sind von einem Hut reicher Brauneisenerze bedeckt und stellenweise zu einem groben reschen „Kiessand“ zerfallen. Auf der Gesenksohle (früheres Unterwerk) brechen überwiegend Magnetkiese ein, und zwar hat man in der Unterwerksstrecke folgende Constitution des Sattelflötzes festgestellt: Auf grobkörnigem Liegendkalkstein ruht zunächst 0·5 *m* Graphitschiefer, darauf folgt 0·8 *m* Magnetkies, 1·0 *m* Flötzkalkstein, sodann abermals Magnetkies nebst Graphitschiefer und endlich Brauneisenerz am Hangenden. Es stellt dieses Verhalten eine sehr interessante Ausbildungsform der Graphitlagerstätte dar und zeigt, wie einzelne Bänke des hier unmittelbar unter Gneiss lagernden tauben Flötzes, durch das geognostische Aequivalent Schwefel- und Magnetkies vertreten werden, welche sich bei Gegenwart von gelöstem Ferrocarbonat und in Zersetzung begriffener organischer Substanz bildeten.

Die Kiese haben folgende procentische Zusammensetzung:

	Schwefelkies	Magnetkies
Kieselerde (Taubes) . .	6·53%	—
Kalkcarbonat (Taubes) .	—	1·70%
Eisen	40·90%	59·40%
Schwefel	52·57%	38·90%
	100·00%	100·00%

Um die Lagerstätte tiefer zu fassen und zu entwässern, hat man am südlichen Gehänge des Stuttengraben einen Tiefstollen, später den Mittelstollen getrieben, jedoch beide als zu kostspielig wieder ausser Betrieb gesetzt. Zur Ausbeutung dieses Vorkommens hat sich sodann eine Bergbaugesellschaft gebildet, welche hoch am Ostgehänge des Stuttengraben, circa 880 *m* u. M., einen kurzen Oberstollen angeschlagen und mit dem Barbara-Fundschacht durchschlägig gemacht hat. Mit demselben ist folgende, vielfach

wellenförmig gebogene, sowie zusammengeschobene Gesteinsreihe überbrochen worden, und zwar vom Mundloch zum Liegenden fortschreitend, die Längen ebensöhlig verstanden:

	Meter
Schuppengneiss oben, feinkörniger Kalkstein unten, accessorisch Quarzlinsen, verwittert, brüchig . . .	27·0
Kalkstein, grobkörnig, marmorähnlich, grau, fest . . .	6·0
Amphibolit	3·5
Graphitschmitz, unrein, erdig, schmierig	schwach
Kalkstein, feinkörnig, mit einer 2 *m* mächtigen, sattelförmig gebogenen, amphibolitischen Einlagerung . .	14·0
Quarzit, weiss, mit Kalksteineinlagen wechselnd . . .	5·0
Kalkstein (Marmor), sehr grobkörnig, weiss, röthlich .	11·5
Kalkstein, hellgrau, mit Schuppengneiss und Graphitschiefer	4·0
Amphibolit, access. Granat- und Quarz-Einsprenglinge, Kalkeinschaltungen, flach wellenförmig gelagert, nebst Graphitschiefer bis 0·2 *m* stark	27·5
Amphibolit, z. Th. Granatamphibolit, accessorisch Muscovit, mit hellgrauen Kalksteinlagern wechselnd, nebst Graphitschiefer 0·2—0·4 *m* mächtig	26·5
Kalkstein, grobkörnig, grau, mit Schuppengneiss . . .	19·0
Sattelflötz, jedoch hier in unbauwürdigem tauben Zustande, zumeist aus Graphitschiefer bestehend . . .	2·0
Kalkstein, grosskörnig, hellgrau bis weiss (Marmor), stark mit Eisenkies und Graphitblättchen durchschwärmt, enthält ausserdem Trümmer von Eisen- und Magnetkies, als auch hellgrünen Eustatit eingewachsen . .	10·0
Kalkstein, schiefrig, dunkelgrau, mit Graphitschieferbänken	15·5
Zusammen . .	171·5

B. Bergbaubetrieb auf dem Baderberg- und Vorwerkflötz.

I. Altstädter Alberti-Graphit-Gewerkschaft.

Dem Bergbau am Baderberge, westlich Goldenstein, dient als einziger Aufschluss der Caroli-Stollen, welcher auch vom Grubennachbar mitbenützt wird; sein Mundloch liegt 683 *m* ü. M. am nordöstlichen Gehänge des Baderberges, 30 *m* über der Thalsohle im Liegenden des Flötzes, 158 *m* vom letzteren entfernt; derselbe unterfährt jedoch nur eine Saigerteufe unter dem Flötzausbiss von 20 *m*, welcher 58 *m* flacher Pfeilerhöhe gleich ist. Der Stollen bewegt sich grösstentheils diagonal durch die Liegendgesteine und ergibt sich nach Massgabe der markscheiderischen Aufnahme und Rechnung, dass am Baderberge nachstehende Gesteinsreihe lagert, und zwar

vom Mundloch beginnend, zum Hangenden fortschreitend, in ebensöhligen Längen ausgedrückt:

	Meter
Schuppengneiss, dicht, rostbraun, verwittert	9·0
Kalkstein, grau, feinkörnig	6·6
Schuppengneiss, accessorisch Graphitschiefer	5·0
Kalkstein, grau, feinkörnig, mit schwachen Intercalirungen von Schuppengneiss	20·0
Granatamphibolit (schätzungsweise)	20·0
Taubflötz von unreinem Graphit, unbauwürdig	1·2
Kalkstein, grobkörnig, hellgrau bis weiss, grossklüftig . .	10·8
Baderbergflötz, bauwürdig	9·3
Kalkstein, feinkörnig, dunkelgrau, kleinklüftig, nicht durchbrochen	?

Mittelst der aus dem Stollen im Flötz aufgefahrenen Sohlstrecke ist dasselbe bis nun 250 *m* dem Vor- und Abbau zugeführt worden; es zeigt eine schwach undulirte Ablagerung ohne sonstige Störungen, als die bereits beschriebenen Vertaubungen, welche sich vom Ausbiss her auf der Lagerstätte örtlich ziemlich tief herabziehen.

Der Abbau der schwächeren Flötzpartien geschieht durch Pfeilerbau, welcher von den 30 *m* auseinanderliegenden Ueberhauen streichend bis ins Ausgehende geführt wird, während zum Schutze der Sohlstrecke ein 6 *m* flachhoher Graphitpfeiler stehen bleibt. — Die bis 6 *m* und darüber mächtigen Flötztheile werden mittelst Schmalstossbau combinirt mit dem Querbau und nachgehenden Versatz dergestalt abgebaut, dass zunächst zur Sicherheit der Sohlstrecke auf der Firste derselben die erste Strosse gleich einer Streckenhöhe als Bergfeste stehen bleibt, worauf aus dem Ueberhauen auf der zweiten Strosse der Abbau damit beginnt, dass mittelst zweier Querörter ein beiderseits 5 *m* breiter Schutzpfeiler für das Ueberhauen abgegrenzt wird und schliesslich die einzelnen Graphitbänke, zwischen den tauben Bergmitteln streichend, auf beiden Flügeln herausgenommen und die Verhaue versetzt werden; sodann folgt der Abbau auf der zweiten und den folgenden Strossen bis ins Ausgehende.

Zur Wetterführung und als zweiter Tagausgang ist das Ueberhauen VI mit dem Tage durchschlägig gemacht worden. Die Förderung geschieht wie beim Bergbau Kleinwürben. Die Wasserzuflüsse in diesem Theile der Grube sind als minimale zu bezeichnen.

Der Bergbau der Altstädter Alberti-Graphit-Gewerkschaft am Vorwerkflötz ist gegenwärtig über die ersten Anfänge noch nicht hinausgekommen und kann daher übergangen werden.

Der beim Bergbau Goldenstein geförderte Rohgraphit wird in den Graphitwäschen zu Kleinwürben weiter verarbeitet.

2. Graphit-Bergbaugesellschaft A. u. M. Buhl.

Nordwestlich Goldenstein am hinteren Baderberge bei der alten „Graphitmühle“ betreibt diese Gesellschaft auf dem hier besonders mächtigen und anhaltenden Baderbergflötz seit vielen Decennien einen ergiebigen Bergbau, der sich dessen ungeachtet, Dank dem reichen Vorkommen, noch immer auf den oberen Sohlen bewegt und nur langsam in die Teufe vorrückt. Anfänglich ging man auch hier mit Schächten bis zu dem in 20—25 *m* Teufe liegenden Grundwasser-Niveau, später sind unter Mitbenützung des oben erwähnten Carolistollen, im Ganzen 40 *m*, unter dem alten Mann 15 *m* Saigerteufe eingebracht worden, was einer unverritzten flachen Pfeilerhöhe von 45 *m* entspricht; letztere ist jedoch local in Folge der flach gelagerten Flötzpartien erheblich grösser. Die Sohlstrecke wurde bis nun 377 *m* gegen NW theils im Flötz, theils im Liegendkalkstein und demselben eingelagerten Schuppengneiss aufgefahren. In Abständen von 25—30 *m* werden Verbindungsquerschläge oder Aufhauen zum Flötz getrieben, sodann die Baustrecken aufgefahren, von denen aus der Abbau stattfindet, und steht ein Schmalstossbau mit schwebendem Pfeilerverhau und nachgehendem Versatz in Anwendung. Bei grösserer Mächtigkeit, über 2·5 *m* hinaus, wird der Graphit in der Firste angebaut und nach beendigten Abbau und Versatz der unteren Etage wird sogleich die obere Etage verhauen.

Behufs Wetterführung werden mit dem fortschreitenden Abbau Wetterschächte vom Tage herein bis zum Flötz abgeteuft und durchschlägig gemacht, von denen stets der letzte offen gehalten wird.

Zur Förderung auf der Sohlstrecke dient Grubenschienenbahn von 0·500 *m* Spurweite und grosse Förderwagen von 5 *q* Nettolast, im Abbau stehen kleine Hunde auf Holzbahn in Benützung.

Die Wasserzuflüsse sind in Folge der zu Tage führenden, ausgedehnten alten Verhaue beträchtlich und schwanken von 13 Secundenliter im Maximum zur Zeit der Schneeschmelze bis 4 Secundenliter im Minimum während des Winters. In Folge Zersetzung der Eisenkiese enthalten die Wässer viel Eisensulphat in Lösung, sind daher stark sauer und von rasch zerstörender Einwirkung auf alle Eisenbestandtheile, namentlich Grubenschienen etc.

Der Bergbau auf dem Vorwerkflötze im Riede „Vorwerk“ an der Goldenstein-Weigelsdorfer Gemeindegrenze ist bis nun von untergeordneter Bedeutung. Nachdem anfänglich auch hier die oberen zu Tage ausbeissenden Flötztheile bis zu dem in circa 20 *m* Teufe liegenden Grundwasser mittelst Schächten abgebaut waren, hat man zur Lösung der tieferen Flötzpartien den Moritz-Alexander-Stollen nach 23 *h* herangebracht. Derselbe verquert, vom Mundloch weg zum Hangenden fortschreitend, folgende Stratification in thatsächlich durchfahrenen Längen ausgedrückt:

	Meter
Dammerde, Lehm, Gerölle vom Tage herein	20·0
Graphitschiefer mit Kalksteintrümmern, accessorisch gesintertes Brauneisenerz	40·0
Kalkstein, grobkörnig, weiss	23·0
Taubflötz unreinen Graphits und Graphitschiefer	0·5
Kalkstein, grobkörnig, weiss, marmorähnlich	21·0
Taubflötz unreinen Graphits und Graphitschiefer	0·9
Amphibolit, z. Th. Granatamphibolit mit Kalk imprägnirt, auf Structurflächen Graphitausscheidungen	36·6
Graphitschmitz	—
Kalkstein, grobkörnig, marmorähnlich	7·0
Taubflötz unreinen Graphits und Graphitschiefer	0·5
Kalkstein, grobkörnig, weiss, marmorartig, mit Serpentin- und Steatitlagen	21·5
Vorwerkflötz circa 10 *m* mächtig (mit dem Stollen nicht durchbrochen)	?
Zusammen gleich der ganzen Stollenlänge	171·0

Dieser Stollen unterfährt im Ganzen 37 *m*, unter den alten Bauen 19 *m* Saigerteufe, die aus demselben betriebene Sohlstrecke erreichte die Länge von 134 *m*, womit die disponible Pfeilerhöhe bereits zum grösseren Theile zu Ende verhauen worden ist. Die Wasserzuflüsse sind während des grösseren Theiles des Jahres geringfügig. Unter der Stollensohle hat man das Flötz mittelst eines 10 *m* tiefen Gesenkes untersucht und den Graphit hart, sowie mit vielem Eisenkies eingesprengt gefunden.

Die Bergbaugesellschaft A. u. M. Buhl beschäftigt beim Bergbau während der Wintermonate, wo die Aufbereitung ruht, durchschnittlich 49 Mann, dagegen im Sommer bei flottem Aufbereitungs- und reducirtem Grubenbetriebe 58 Personen.

Der Rohgraphit wird in drei am Mittelbordbache dicht unterhalb Goldenstein gelegenen Waschwerken zu verkaufsgerechten Raffinaden verarbeitet und bringt diese Bergbau-Unternehmung — von Ausnahmen abgesehen — ebenfalls nur die drei obenerwähnten Marken Prima, Sekunda und Tertia in den Handel.

Waschwerk I.

Ausgerüstet mit einem Wasserrad von 5·7 *m* Durchmesser und 7 Pferdekräften, womit zunächst 6 Stück Rührpumpen betrieben werden, welchen ausschliesslich weicher mulmiger Rohgraphit im gehurteten Zustande aufgegeben wird, wovon in 24 Stunden 96 *q* verarbeitet werden. Der Trübestrom gibt zuerst in zwei vorgelegten Schlämmtrögen Tertia, dann in zwei weiteren Vorkästen Secunda, während in restlichen 28 Satzkästen, die alternirend beaufschlagt werden, Prima das Depositum bildet.

Dasselbe Wasserrad bethätigt mittelst Zahnradübersetzung 1 : 3 ein Nasspochwerk, bestehend aus 3 Sätzen à 12 Stempeln, zusammen 36 Stempeln und verarbeitet in 24 Stunden 96 *q* geburteten Rohgraphit, dem nach Zulässigkeit harte Graphitstuffen zugeschlagen werden. Die schlämmgerechte Trübe bildet in den zwei ersten Vorkästen Tertia als Rückhalt, während die folgenden 20 Satzkästen Secunda liefern. Das von den Satzkästen abgezogene Schlammwasser lässt man, ehe es in die öffentlichen Gewässer abgeleitet werden darf, in 9 Schlämmgruben abklären, wo sich successive Secunda ansammelt und später zum Ausstich kommt. Pumpen und Nasspochwerk werden von den zu unterst angesammelten und ausgewaschenen, dem Graphit anhaftenden Verunreinigungen (Quarz, Kalk, Kies, Schiefer etc.) in 24 Stunden fünfmal in die dafür vorgesehenen abgesonderten Satzkästen abgelassen.

Waschwerk II.

Ein Wasserrad von 3·2 *m* Durchmesser und drei Pferdekräften bethätigt mit directem Antrieb ein Nasspochwerk von 2 Sätzen und 10 Stempeln, zusammen 20 Stempeln, das in 24 Stunden 32 *q* zumeist harten Rohgraphit verarbeitet. Die Trübe gelangt im ersten Vorkasten als Tertia, in den folgenden vier Satzkästen als Secunda zum Absatz, daran sich zwei grosse Schlämmgruben anschliessen, woraus ebenfalls Secunda ausgehoben wird.

An dem zweiten Wasserrad von gleichfalls 3·2 *m* Durchmesser und drei Pferdekräften hängt mit directem Antrieb ein Trockenpochwerk, bestehend aus 6 Sätzen zu je 4 Stempel, zusammen 24 Stempel; derselbe erzeugt in 24 Stunden 100 *q* feine Mehle.

Dampfschlämmerei.

Hier wird mittelst des auf drei Atmosphären gespannten Dampfes und unter Zusatz von krystallisirter Soda aus Tertiaschlamm durch weitere Abscheidung Quarz und Eisenkies bei gleichzeitiger Anreicherung des Graphits eine angeblich hochprocentige Raffinade dargestellt. Näheres über das Verfahren war nicht zu erfragen; die durchschnittliche Jahreserzeugung solcher Waare soll jedoch nur 3000 *q* betragen.

Die Trockenanstalt zählt 260 Trockenhäuschen mit je 20 Trockenrinnen und beiläufig 20 m^2 wirksamer Trockenfläche nebst 12 Sammelkästen, worin sich der Graphitschlamm vor dem weiteren Austragen auf die Trockenstellagen zu grösserer Consistenz verdichtet. Die gesammte Trockenfläche beträgt ungefähr 5200 m^2 und erscheint mit Rücksicht auf den Mangel von Filterpressen nöthig, doch sollen letztere auch hier demnächst zur Einführung gelangen.

Was die Production der Graphitwerke im Altstadt—Goldensteiner Bergbaurevier betrifft, so waren verlässliche Daten schwer erhältlich; schätzungsweise stellt sich die durchschnittliche Jahres-

förderung an Rohgraphit und die Jahreserzeugung an Raffinadgraphit im letzten Betriebsquinquennium wie folgt:

Bergbau-Unternehmung	Rohgraphit	Raffinad-Graphit
	Metrische Centner	
Altstädter Alberti-Graphitgewerkschaft	25.000	15.000
Graphitbergbau-Gesellschaft A. & M. Buhl	15.000	10.000
A. Holzmaister in Mährisch-Altstadt	6.000	4.000
Zusammen . .	46.000	29.000

Eisenerzbergbau in der „Mitteljagd" bei Mähr.-Altstadt.

Anhangsweise möge noch das Magneteisenerz-Vorkommen Erwähnung finden, das am Linksgehänge des Teltschthales unterhalb Kleinwürben in der Waldstrecke „Mitteljagd" im Hangenden des Sattelflötzes auftritt; dasselbe wird im Liegenden und Hangenden von Schiefergneis umschlossen, der in Glimmerschiefer verlauft; unmittelbar am Liegenden wird das Erz von einem grossschuppigen Gneiss begleitet, während dem herrschenden Gestein schwache Kalksteinbänke intercalirt sind.

Das Erzlager enthält ein dichtes bis feinkörniges, stahlgraues Magneteisenerz, das im Allgemeinen rein, jedoch zuweilen Granat in 5 *mm* grossen Krystallen oder in unregelmässigen Körnern, ferner feinkörnigen Amphibol, Chlorit und etwas Muscovit mitführt, demselben sind ferner schwache Mittel von Granatglimmerschiefer eingeschaltet. Der Eisengehalt schwankt angeblich zwischen 40 bis 65%; eine Durchschnittsprobe ergab folgende chemische Constitution:

	Procent
Eisen	42·18
Mangan	0·46
Kieselsäure . . .	29·73
Thonerde	3·24
Kalkerde	3·56
Magnesia	0·72
Schwefel	Spur
Phosphor	0·83

Das Streichen des Erzlagers ist nach *h 11*, sein Fallen unter ∢ 40° nach *h 17*, es ist bis nun durch den Bergbaubetrieb auf circa 200 *m* im Streichen durch Schurfgräben, Tonlagsschächte und Stollen aufgeschlossen; seine Mächtigkeit ist häufigem Wechsel unterworfen

und schwankt von 0·9 bis 1·3 *m*, dasselbe verdrückt sich im Streichen und Fallen oder es wird durch schräge oder Kreuzklüfte wiederholt verworfen: die Ausrichtung dieser Verwerfungen erscheint bisweilen mit Schwierigkeiten verknüpft.

Antimonbergbau am Mühlberge bei Mähr.-Altstadt.

Am Schlusse möchte auch noch dieses Vorkommens gedacht werden, wegen des besonderen Interesses, das sich an dasselbe rücksichtlich seines Auftretens knüpft.

Der Bergbau liegt, von den letzten Häusern Heinzendorfs circa 0·3 *km* gegen Kratzdorf entfernt, am nordwestlichen Gehänge des Mühlberges. Auf dem obengeschilderten Altstädter Hornblendegneiss von granitisch-körniger Structur mit WNW-fallender dicker Bankung, folgt mit gleichem Fallen zunächst ein mächtiger Zug von Amphibolfels, Amphibolschiefer mit untergeordnetem Kalkstein und Quarzit, dem am Hangenden die in der Berggruppe der Dürenkoppe nebst angrenzendem Bergland verbreitete Zone grobkörniger bunter Muscovitgneiss aufgelagert erscheint.

Der vom Amphibolit umschlossene Kalkstein bildet ein circa 12 *m* mächtiges Lager und ist in seiner ganzen Masse mit vorwiegend berggrünen, olivengrünen, mattglänzenden, wachsartigen Varietäten des Serpentins imprägnirt, wahrscheinlich als Folge der durch Amphibolite bedingten Contactmetamorphose in Serpentinkalkstein umgewandelt erscheint; derselbe ist ausserdem stark mit Antimonglanz nebst Arsenkies eingesprengt.

Die Erzlagerstätte selbst stellt einen in Kalkstein parallel zur Schichtung aufgerissenen Gang dar, dessen Streichen zwischen 3 *h* bis 5 *h*, das Fallen von 21 *h* bis 23 *h* unter ∢ 55 bis 70° wechselt, während seine geringe Mächtigkeit zwischen 0·15 bis 0·30 *m* schwankt. Die Gangausfüllung besteht vorwiegend aus einem eisenhaltigen Antimonglanz und Arsenkies (Misspickel), ferner Quarz (Bergkrystall), untergeordnet Rothnickelkies, Kobaltnickelkies, Antimonnickelglanz (?), Zinkblende, Bleiglanz, Eisenkies, Antimonocker, zuweilen auch Baryt, nebst vielen grauen Letten den restlichen Gangraum ausfüllend.

Der eisenhaltige Antimonglanz enthält angeblich 40 bis 65% Antimon, kommt zumeist derb in krystallinisch körnigen und blätterigen, auch stängeligen sowie strahligen Aggregaten oder in kleinsten säulen- oder nadelförmigen Kryställchen vor, stahlgrau, bleigrau, die Spaltungsflächen öfters gestreift, stark metallisch glänzend.

Der Misspickel ist derb, in feinkörnigen und nadelförmigen Aggregaten stahlgrau, wenig glänzend. Sehr zahlreiche Nebenspalten sind mit denselben Gangmineralien ausgefüllt. Die Entstehung dieses Antimonarsen-Ganges dürfte wohl auf einen secundären Imprägnationsprocess zurückzuführen sein.

Der Bergbau auf diesem schwachen Gange ist wohl älteren Datums; längere Zeit stillliegend, ist derselbe in jüngster Zeit

neuerdings aufgenommen worden. Den Aufschluss bewerkstelligte man hauptsächlich durch den am Gangstreichen aufgefahrenen Oberstollen (richtig Tagstrecke), welcher bis nun 80 *m* Länge erreicht hat. Mit dem auf der Stollensohle abgeteuften Gesenk hat man den Gang auf 20 *m* flacher Teufe weiter im Verflächen untersucht; sodann einen Tiefstollen (Tagstrecke) von der Thalsohle weg 40 *m* lang ebenfalls am Gangstreichen zu Feld getrieben und das Niedersetzen des Ganges constatirt. Leider haben jedoch die heutigen Antimonpreise einen solchen Tiefstand erreicht, dass der Bergbau auf dieser schwachen Lagerstätte nicht lohnend erscheint, daher derselbe neuerdings zeitweilig sistirt werden musste.

Sarmatische Conchylien aus dem Oedenburger Comitat.

Von R. Hoernes.

Mit einer lithogr. Tafel (Nr. II) und zwei Zinkotypien im Texte.

Die obersten sarmatischen Schichten mehrerer Fundorte des Oedenburger Comitates enthalten eine Anzahl von Conchylien, welche theils neu, theils schon von anderen Stellen bekannt sind, und auf welche Formen ich in den nachstehenden Zeilen die Aufmerksamkeit der Fachgenossen wenigstens in Betreff des Auftretens interessanter Uebergangsformen aus der Gruppe der *Melanopsis impressa-Martiniana* und des Vorkommens der Gattung *Baikalia* (*Liobaikalia*) lenken möchte. Es werden aber die betreffenden Schichten wahrscheinlich noch recht ausgedehnte Bereicherungen der sarmatischen Fauna liefern, zumal was die kleineren und minder auffallenden Conchylien anbelangt.

Ehe ich jedoch zu der Schilderung der auf Tafel II zur Abbildung gebrachten Formen schreite, möchte ich einige Worte über das Vorkommen jener Schichten, denen sie entnommen sind, vorausschicken und die Gründe erörtern, aus welchen ich diese Schichten noch der sarmatischen Stufe und nicht bereits den Congerienschichten zuzähle, wozu vielleicht mancher Autor Veranlassung finden könnte. Mit grosser Wahrscheinlichkeit werden diese Schichten, aus welchen unten Formen der bis nun nur lebend aus dem Baikalsee bekannte Gattung *Liobaikalia*, sowie Uebergangsformen zwischen *Melanopsis impressa* und *Mel. Martiniana* geschildert werden sollen, als Aequivalente der „Mäotischen Stufe“ Andrussow's betrachtet werden können. Es lässt sich allerdings heute noch keineswegs mit voller Bestimmtheit die Gleichzeitigkeit beider Bildungen nachweisen, doch ist es, wie unten erörtert werden soll, gewiss wahrscheinlicher, in den „Zwischenschichten“ mit den mannigfachen Varietäten der *Melanopsis impressa*, mit *Liobaikalia*, mit *Congeria triangularis* etc. ein Aequivalent der mäotischen Stufe zu erkennen, als in den Tegeln mit *Congeria subglobosa* und *Congeria spathulata*, welche nach Andrussow seine mäotische Stufe im Wiener Becken vertreten sollen.

Der Fundort, welchem die abgebildeten Stücke entnommen wurden, liegt in unmittelbarer Nähe von Zemendorf (Zemenye), O von Mattersdorf (Nagy-Marton). Ueber die allgemeinen Lagerungsverhältnisse, welche dort herrschen, mag ein Profil orientiren, welches (in mehrfach gebrochener Linie) von der Südbahnstation Marz-Rohrbach (Marcz-Nadasd) über den Marzer Kogelberg gegen Zemendorf gezogen wurde.

Fig. 1.

Erklärung:

WT = „Walbersdorfer Tegel" mit *Pecten denudatus, Aturia, Brissopsis.*

T = Tegel mit *Ancillaria glandiformis, Cardita scabricosta* etc.

L = Lithothamnienkalkbank mit *Spondylus crassicosta, Ostrea digitalina* etc.

S = Sarmatischer Sand und Sandstein mit Cerithien, *Mactra podolica, Tapes gregaria* etc.

OS = Obere sarmatische Schichten (Mäotische Stufe?) mit *Melanopsis impressa, Liobaikalia, Congeria triangularis* etc.

C = Sand der Congerienschichten (Pontische Stufe) mit *Melanopsis Bouéi, M. Martiniana* etc.

Nahe bei dem gemeinsamen Bahnhofe der beiden Dörfer Marz und Rohrbach (Station Marcz-Nadasd der Südbahn), wurde in einem Brunnen des unmittelbar neben dem alten Bahnhofsgebäude stehenden Wirthshause ebenderselbe Tegel durchfahren, welcher in den Ziegeleien von Walbersdorf (Borbolya) gewonnen wird, und bereits zahlreichen Autoren (Fuchs, Toula, Kittl, Prochaska) und mir selbst Gelegenheit zu wiederholten Erörterungen gab. Auch beim Marzer Bahnhof führt dieser Tegel, wie ich bei einem Besuche im Herbste 1894 sah, sehr häufig *Pecten denudatus Rss.*, beziehungsweise eine demselben nahestehende, jedoch im Alter auf der Innenseite deutlich gerippte Form, seltener kommen *Aturia*-Fragmente und *Brissopsis*-Hohldrücke und Steinkerne vor. In eine Erörterung der Frage, ob der Walbersdorfer Tegel ein Aequivalent des Schlier oder des Badener Tegels sei — oder (was mir wenigstens wahrscheinlicher scheint) vielmehr zwischen beiden Stufen die Mitte halte und dem Grunder-Horizont zuzurechnen sei, kann ich selbstverständlich an dieser Stelle nicht eintreten, ich muss mich begnügen, darauf hinzuweisen, dass nach V. Hilber's diesbezüglichen Erörterungen (vergl. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1895, Nr. 9, pag. 249) neben dem typischen *Pecten denudatus Rss.* auch Formen vorkommen, welche entweder zu *Pecten comitatus Font.* zu stellen sind oder Uebergangs-

formen zwischen den genannten Pecten-Arten darstellen, die noch einer näheren Untersuchung in Beziehung auf ihre Verwandtschaft erheischen.

An dem Westgehänge des Kogelberges sind in den Weingärten seit langem charakteristische Versteinerungen aus dem „Tegel des Leithakalkes" (*Ancillaria glandiformis Lamck*, *Cardita Partschi Goldf.*, *Cardita scabricosta Micht.*, *Pectunculus pilosus L.* etc.) bekannt. Der obersten Partie dieses Schichtcomplexes ist eine schwache Bank von Lithothamnienzerreibsel mit *Spondylus crassicosta Lamck*, *Ostrea digitalina Eichw.* und *Pecten sp. div* eingeschaltet. Darüber folgen dann die Sande und Sandsteine, welche die Höhe des Kogelberges bilden. Ihr Korn ist meist grob und die Sandsteine gehen oft in Conglomerate über. Diese Schichten sind arm an Versteinerungen, doch finden sich in einigen Bänken Hohldrücke und Steinkerne bezeichnender sarmatischer Conchylien, wie *Cerithium mitrale Eichw.*, *Cer. rubiginosum Eichw.*, *Mactra podolica Eichw.*, *Tapes gregaria Partsch* etc.

Die sarmatischen Schichten bilden hier eine ausgedehnte Hochfläche und sind auch noch auf dem Ostgehänge des Plateaus, bei Drassburg (Darufalva) gut aufgeschlossen und ebenso reich an wohlerhaltenen Conchylien, wie an der berühmten Fundstelle beim Bahnhofe Wiesen-Sigless (Rétfalú-Siklos).

Gehen wir vom Plateau des Kogelberges gegen Zemendorf hinab, so finden wir über den gewöhnlichen gröberen sarmatischen Sanden und Sandsteinen feinkörnigere, welche auch eine andere Fauna führen. Einzelne Sandsteinbänke enthalten häufig Steinkerne einer grossen gekielten *Congeria* (wahrscheinlich der *Congeria triangularis Partsch*) und in feinem grauweissen, glimmerreichen Sand, wie er zumal in den Weingärten zwischen Zemendorf und Walbersdorf auftritt, kommen neben zahlreichen echt sarmatischen Conchylien vielgestaltige Varietäten der *Melanopsis impressa Krauss* vor, von denen unten die Rede sein wird. Ueber diesen Schichten folgen dann erst rothgelbe Sande, erfüllt mit *Melanopsis Bouéi Fér.*, *Mel. Martiniana Fer.*, *Mel. Vindobonensis Fuchs* und zahlreichen anderen Conchylien der pontischen Stufe, die hier nicht weiter erörtert werden sollen, obwohl auch sie einerseits einzelne neue Formen aufzuweisen haben, andererseits sonstiges Interesse darbieten. So zeigen z. B. viele Gehäuse der *Melanopsis Bouéi*, welche ich hier sammelte, sehr schön die Farbenzeichnung aus gelbbraunen, zickzackförmigen Längsstreifen.

Die Grenzschichten mit *Melanopsis impressa*, deren Fauna uns unten beschäftigen soll, sind, wenn wir lediglich von den an der besprochenen Fundstelle zu beobachtenden Verhältnissen ausgehen, in ihrer stratigraphischen Stellung insoferne unsicher, als man sich ebensogut dahin entscheiden könnte, sie der sarmatischen, wie der pontischen Stufe zuzurechnen. Wer das Hauptgewicht auf das Vorkommen der *Melanopsis* und der *Congeria* legen würde und deshalb für die letztere Eventualität stimmen möchte, könnte ja annehmen, dass die mitvorkommenden sarmatischen Conchylien auf secundärer Lagerstätte sich befänden. Allerdings spricht dagegen, dass diese Conchylien allzuhäufig vorkommen und nur wenige derselben stärkere Spuren der Abrollung zeigen, während solche in höherem Grade an einer grösseren Zahl

der *Melanopsis*-Gehäuse vorkommen. Es hätte also auch die gegentheilige Meinung viel für sich, welche dahin gehen würde, dass die sarmatischen Formen zur Zeit der Bildung der in Rede stehenden Schicht an Ort und Stelle gelebt haben, gleichzeitig mit ihnen aber Süsswasserformen, welche Vorläufer der eigentlichen pontischen Typen waren, ohne mit ihnen vollkommen übereinzustimmen. Es werden später bei Schilderung der *Melanopsis*-Formen aus der fraglichen Schicht die verwandtschaftlichen Beziehungen derselben zu den pontischen Formen und die Wahrscheinlichkeit der Abstammung der letzteren von den obersarmatischen Typen erörtert werden, welche ebenfalls zu Gunsten meiner Auffassung spricht, ich will jedoch, ehe ich auf die palaeontologischen Beziehungen der Fauna jener interessanten Zwischenschicht eingehe, noch einen anderen Fundort erörtern, an welchem sie auftritt, und an welchem es klar ist, dass sie noch der sarmatischen Stufe angehört.

Im Steinbruche bei der Südbahnstation Wiesen-Sigles (Rétfalú-Siklos), jenem altbekannten, ausgezeichneten sarmatischen Fundorte fanden sich nicht selten abgerollte Gehäuse von *Melanopsis impressa Krauss.* Ich kann mich entsinnen, schon vor mehr denn zwanzig Jahren auf ihr Vorkommen durch Herrn Professor J. Niedzwiedzki bei einem gemeinsamen Besuch der Fundstätte aufmerksam gemacht worden zu sein. Erst in den letzten Jahren habe ich bei wiederholten Besuchen jenes Steinbruches mich davon überzeugt, dass die *Melanopsis* in einer sehr interessanten, wenig mächtigen Schicht auftritt, welche den obersten Schichten der im Steinbruch aufgeschlossenen sarmatischen Bildungen eingelagert ist.

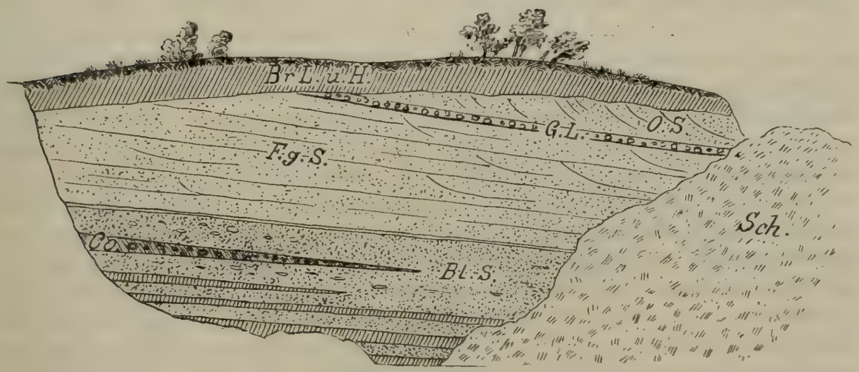
In dieser Bank treten grobe Geschiebe von Alpenkalk, dann gerundete, oft mehrere Decimeter grosse Massen von sarmatischen Gesteinen auf. Manche davon bestehen aus einem dichten zähen Kalk (wie er sonst im Steinbruch nicht vorkommt), erfüllt von den Schalen sarmatischer Conchylien. Der Habitus solcher Rundmassen gleicht ausserordentlich jenem der sogenannten „Sternberger Kuchen", andere bestehen aus unzähligen *Spirorbis*-Gehäusen [1]) und manche enthalten in grosser Menge Bryozoenstöcke, die geradezu gesteinsbildend auftreten. Es ist nun erstlich merkwürdig, in dieser Bank sarmatische Gesteine als Rollstücke auftreten zu sehen, welche wie die Bryozoen- und Serpulakalke nicht blos in der nächsten Umgebung des Ablagerungsortes anstehend nicht bekannt sind, sondern für welche man überhaupt in der ganzen Gegend ein Vorkommen bis nun nirgends kennt. Dennoch erweist die Grösse und Gestalt dieser Rundmassen, dass sie unmöglich weit her transportirt worden sein können, sondern wahrscheinlich von einem in das sarmatische Binnenmeer einmündenden Flusse, welcher auch die Alpenkalkgeschiebe mit sich brachte,

[1]) In einer früheren Schilderung dieser Verhältnisse (V. Hilber) „Ueber die obersten sarmatischen Schichten des Steinbruches bei Wiesen im Oedenburger Comitat". Verhandl. d. geol. R.-A. 1883, pag. 28—30) wurden diese Gehäuse der Foraminiferen-Gattung *Nubecularia* zugeschrieben, was darauf zurückzuführen ist, dass sie in der That mit manchen spiralgerollten Schälchen von *Nubecularia* einige Aehnlichkeit besitzen und deshalb von mir für solche gehalten wurden.

Fig. 2.

Steinbruch an der Südwest-Seite der Südbahn, nächst der Station Wiesen-Sigles. (Rétfalú - Siklos.)

NW-Ecke des Aufschlusses.



Erklärung:

Br. L. u. *H.* = Brauner Lehm und Humus.

Sch. = Schutt. (Abraum des Steinbruches.

OS. = Oberste Sandlagen mit zahlreichen sarmatischen Conchylien, *Mactra podolica*, *Tapes gregaria* etc. etc.

GL. = Geröll-Lage mit Rundmassen von Serpula- und Bryozoenkalk, sowie Kalkgeröllen alpiner Provenienz, dazwischen abgerollte Gehäuse der *Melanopsis impressa* und wohlerhaltene kleine Doppelschalen der *Congeria triangularis*, die anscheinend ehedem mit ihrem Byssus an die Gerölle geheftet waren.

F. g. S. = Feiner, gelber Sand mit kleinen Cardien vom Typus des *Cardium Suessi Barbot.*

Bl. S. = Blauer Sand mit Concretionen und Sandsteinbänken, mit zahlreichen sarmatischen Conchylien, unter welchen Cerithien und Trochus vorwalten.

Co. = Dem Complexe des blauen Sandes und der Sandsteinbänke eingeschaltete, gegen NW sich auskeilende Conglomeratbank.

in nächster Nähe bereits früher gebildeten sarmatischen Schichten entnommen und in einer Art Deltabildung zusammen mit den weiter hergeführten Geschieben zur Ablagerung gebracht wurden. Dass wir es nicht etwa mit einer lediglich durch die Brandungswirkung des Binnenmeeres entstandenen Geröllanhäufung zu thun haben, möchte ich mit Bestimmtheit behaupten, und zwar erstlich wegen des Vorkommens der jedenfalls aus grösserer Entfernung herbeigetragenen Geschiebe von mesozoischen (vielleicht aber auch palaeozoischen und dann möglicherweise aus dem Rosaliengebirge stammenden) Kalken, sodann aber insbesondere wegen des Auftretens von *Melanopsis* und *Congeria* in dieser Schicht. Abgerollte Gehäuse der *Melanopsis impressa* lagern in ziemlicher Häufigkeit zwischen den Geschieben und kleine Congerien (Brut) vom Typus der *Congeria triangularis* sitzen in Höhlungen derselben, welche zumal die löcherigen Bryozoen- und Serpulakalke nicht selten darbieten. Ueber dieser ganz wenig mächtigen Bank, die sich oft nur durch eine Lage von grossen Geschieben im obersten Theile der Steinbruchwand markirt, folgen noch typische sarmatische Sande mit Cerithien, *Cardium obsoletum*, *Mactra podolica* u. s. w. Es kann demnach an dieser Stelle wohl kaum ein Zweifel daran obwalten, dass es sich hinsichtlich dieser Bank mit *Melanopsis impressa* um eine fluviatile Einschwemmung in das sarmatische Binnenmeer handle, und ich glaube, dass die oben erörterten Grenzschichten mit *Melanopsis impressa* bei Zemendorf den gleichen Ursprung haben. Uebrigens dürften ähnliche Erscheinungen noch an anderen Punkten der in Rede stehenden Gegend nachzuweisen sein, mindestens kenne ich noch einen dritten Fundort, wo *Melanopsis impressa* ziemlich häufig in den obersten sarmatischen Schichten auftritt; die Stelle liegt etwa auf dem halben Wege zwischen den Südbahnstationen Sauerbrunn und Wiesen-Sigless, ist aber keineswegs gut aufgeschlossen. Man sieht daselbst nur auf den Aeckern zwischen den sarmatischen Conchylien recht häufig die abgerollten Gehäuse der *Melanopsis impressa* herumliegen.

Ich glaube im Hinblicke auf die im Steinbruche bei der Station Wiesen ersichtlichen Verhältnisse die fraglichen Schichten von Zemendorf, welchen die zu schildernden Conchylien entstammen, noch der sarmatischen Stufe zurechnen zu dürfen, — in wie weit diese Annahme durch die palaeontologischen Beziehungen der unten erörterten *Melanopsis*-Formen eine Bestätigung findet, soll nach Schilderung derselben zur Sprache kommen.

Melanopsis impressa Krauss.

Tafel II, Fig. 1—10.

Fig. 1. Uebergang zur *Var. Monregalensis Sacco.*
Fig. 2. Gestreckte Form mit ungewöhnlich tiefem Sinus der Zuwachsstreifen.
Fig. 3. Scalaride Form.
Fig. 4. Typische Form.
Fig. 5. *Var. Bonellii Sism.*
Fig. 6. *Var. Bonellii Sism.* mit knotigem Kiel.

Fig. 7. Uebergang von der Varietät *Bonellii Sism.* zur *Var. carinatissima Sacco.*

Fig. 8, 9, 10. *Var. carinatissima Sacco.*

Die zur Abbildung gebrachten Gehäuse sollen eine Vorstellung von der Mannigfaltigkeit geben, welche *Melanopsis impressa* in den obersten Schichten der sarmatischen Stufe von Zemendorf aufweist. Wenn diese Mannigfaltigkeit auch jene nicht erreicht, welche wir bei der vielgestaltigen *Melanopsis Martiniana* der Congerienschichten wahrnehmen, so ist sie doch bedeutend genug, um eine eingehendere Erörterung zu verdienen.

Der typischen Form der *Melanopsis impressa* möchte ich jene Gehäuse zuzählen, welche mehr oder minder mit der von M. Hoernes, Foss. Moll. d. Tertiär-Beck. v. Wien, I. pag. 596, Taf. 49, Fig. 10 geschilderten und abgebildeten übereinstimmen. Ich bringe ein solches Gehäuse in Fig. 4 von Zemendorf zur Abbildung, und bemerke, dass derartige Exemplare in den obersten sarmatischen Schichten relativ seltener sind als die unten zu schildernden, der Varietät *Bonellii Sism.* zugezählten, welche überaus häufig vorkommen.

Noch seltener sind schlankere Gehäuse, wie sie die Figuren 1, 2, 3 zur Ansicht bringen. Das in Figur 1 dargestellte Exemplar ist in mancher Hinsicht von allen übrigen abweichend, es ist nicht blos schlanker als alle, sondern es ist auch der Kiel auf dem letzten Umgang sehr schwach entwickelt. Ich möchte dieses Gehäuse als Uebergangsform zu *Melanopsis impressa var. Monregalensis Sacco* bezeichnen, da es dieser Varietät unstreitig sehr nahe steht. Auf die feine Quersculptur, welches dieses Gehäuse erkennen lässt, während sie fast allen untersuchten *Melanopsis*-Schalen aus derselben Schicht fehlt, möchte ich aus dem Grunde nur wenig Gewicht legen, weil fast alle Gehäuse, wie bereits erwähnt, mehr minder deutliche Spuren der Abrollung erkennen lassen und viele wohl nur aus diesem Grunde jene Sculptur viel schwächer oder gar nicht zeigen. *Melanopsis impressa var. Monregalensis Sacco* wird von Sacco aus der helvetischen Stufe beschrieben[1]). Eine recht gut übereinstimmende Form hat Penecke kürzlich aus dem Oligocän von Embórja (Kóritsa SO) geschildert und zur Abbildung gebracht[2]).

Unser in Figur 1 dargestelltes Gehäuse von Zemendorf ist merklich bauchiger und kürzer, es ist 25 *mm* hoch, 11·4 *mm* breit, der Kiel auf dem letzten Umgang zwar sehr schwach, aber immerhin viel deutlicher als bei *Melanopsis impressa var. Monregalensis.*

Das in Figur 2 zur Abbildung gebrachte Exemplar ist noch weniger schlank, 29 *mm* hoch, 13 *mm* breit; es zeichnet sich durch den ungewöhnlich tiefen Sinus der Zuwachsstreifen aus. Das 27 *mm* hohe, 13 *mm* breite, in Fig. 3 dargestellte Gehäuse ist nur wenig schlanker als die meisten in Zemendorf vorkommenden Exemplare

[1]) F. Sacco: Aggiunte alla Fauna malacologica estramarina fossile del Piemonte e della Liguria, M. d. r. Accademia d. scienze di Torino, Ser. II, Tom. XXXIX, 1888, pag. 8 (d. S. A.), Taf. II, Fig. 10—12.

[2]) K. A. Penecke: Marine Tertiärfossilien aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern, Denkschrifte d. k. Akad. d. Wiss. 64. Bd. 1896, pag. 45, Tab. II, Fig. 2, 3.

der *Melanopsis impressa*; es dankt seine gestreckt aussehende Form übrigens hauptsächlich dem Umstande, dass der letzte Umgang unter dem Kiel des vorhergehenden sich ansetzt, das Gehäuse also scalarid wird, wenn auch in sehr geringem Masse.

Das in Fig. 4 zur Abbildung gebrachte Gehäuse scheint mir noch am besten mit Figur und Abbildung der *Melanopsis impressa* bei M. Hoernes zu stimmen; es ist 33·5 *mm* hoch, 17·3 *m* breit.

Das deutlich gekielte, 34 *mm* hohe, 17 *mm* breite, in Figur 5 dargestellte Exemplar stimmt sehr gut mit der *Melanopsis Bonellii Sism.* überein, welche Sacco jetzt der *Melanopsis impressa* als *var. Bonellii* zurechnet[1]). Ueber das Vorkommen im italienischen Tertiär sagt Sacco: „Questa forma che si avvicina alquanto alla *M. Martiniana Fér.*, si trova non raramente nelle marne del Tortoniano superiore presso S. Agata; invece finora non ne raccolsi nei terreni messiniani e quindi per me è alquanto dubbiosa, almeno riguardo al Piemonte, l'età messiniana indicata dal Pantanelli per questa forma.“

In Fig. 6 bringe ich ein Gehäuse zur Abbildung, welches sich insbesondere durch die Entwicklung von Knoten auf dem stumpfen Kiel noch mehr an *Melanopsis Martiniana* anschliesst, als die typischen, in Zemendorf überaus zahlreich vorkommenden Exemplare der *Melanopsis impressa var. Bonellii.* Es ist 31 *mm* hoch, 16 *mm* breit.

Fig. 7 stellt ein 32 *mm* hohes, 17·5 *mm* breites Exemplar dar, welches einen Uebergang von *M. impressa var. Bonellii* zu *M. impressa var. carinatissima Sacco* darstellt. Der Kiel dieses Gehäuses ist kräftig entwickelt, die Gestalt gedrungener, der Callus stärker als bei der *var. Bonellii*, lauter Merkmale, welche zur *var. carinatissima* hinüber leiten.

Der *var. carinatissima Sacco*[2]) endlich rechne ich die in den Figuren 8, 9, 10 abgebildeten, gedrungenen und kräftig gekielten Exemplare zu. Das in Fig. 8 dargestellte Gehäuse ist 21·5 *mm* hoch, 13 *mm* breit, jenes in Fig. 9 abgebildete 32·5 *mm* hoch, 18 *mm* breit, die Länge des in Fig. 10 dargestellten Exemplares beträgt 27·3, seine Breite 16 *mm*.

Ueber das italienische Vorkommen der *var. carinatissima* bemerkt Sacco: „Questa varietà trovasi non di rado assieme alla *var. Bonellii* nelle marne del Tortoniano superiore (facies sarmatiana) e forse anche nel Messiniano inferiore delle colline tortonesi presso S. Agata, fossili.“

Während gewisse Exemplare der *var. Bonellii*, so z. B. das in Fig. 6 dargestellte, entschieden an *Melanopsis Martiniana Fér.* gemahnen, gleichen die gedrungenen Gehäuse der *var. carinatissima* mehr der *Melanopsis vindobonensis Fuchs*; das in Fig. 10 dargestellte Exemplar steht der genannten Form bereits sehr nahe. Die von R. Handmann aus den sarmatischen Schichten von Wiesen zur Abbildung gebrachte „*Melanopsis Martinia cf. impressa Krauss*“ [3]) scheint

[1]) F. Sacco, loc. cit. pag. 7, Taf. II, Fig. 16—23.

[2]) F. Sacco, loc. cit. pag. 7, Taf. II, Fig. 24—25.

[3]) P. R. Handmann, S. J.: Die fossile Conchylienfauna von Leobersdorf im Tertiärbecken von Wien, Münster 1887, pag. 22, Taf. III, Fig. 3.

mir, soweit es die nicht sehr deutliche Darstellung zu beurtheilen gestattet, zur *var. carinatissima* zu gehören, hingegen bilden die von Handmann als *Melanopsis Martinia cf. impressa Krauss* dargestellten Gehäuse von Tihany (loc. cit. Taf. III, Fig. 4) und von Leobersdorf (loc. cit. Taf. III, Fig. 5 — die Fig. 6, 7, 8 beziehen sich auf nach den schlechten Abbildungen kaum sicher zu deutende Jugendexemplare), Uebergänge zwischen *Melanopsis impressa var. Bonellii* und *Melanopsis Martiniana Fér.*

Die geschilderten Varietäten der *Melanopsis impressa* von Zemendorf, beziehungsweise ihr Vorkommen in den obersten Schichten der sarmatischen Stufe besitzen in doppelter Richtung besonderes Interesse. In erster Linie könnte man sich im Hinblicke auf das Vorkommen derselben in italienischen Tertiärablagerungen versucht sehen, Parallelen zwischen den betreffenden Bildungen zu ziehen, in zweiter Linie scheinen diese Varietäten gerade mit Hinsicht auf das geologische Niveau, in welchem sie auftreten, geeignet, einiges Licht auf die bekanntlich vor nicht allzu langer Zeit lebhaft erörterte Frage nach den Verwandtschafts-, beziehungsweise Descendenz-Verhältnissen der vielgestaltigen Gruppe der *Melanopsis Martiniana* und *Vindobonensis* zu werfen.

Ueber die Beziehungen zwischen *Melanopsis impressa Krauss*, *Melanopsis Martiniana Fér.* und *Melanopsis vindobonensis Fuchs* hat bekanntlich der Autor der letzteren Art die Ansicht ausgesprochen[1]), dass diese drei in den Congerienschichten vorkommenden Formen in der Weise zusammenhängen, dass *Melanopsis impressa* und *vindobonensis* durch Bastardirung *Melanopsis Martiniana* erzeugen. Th. Fuchs hat gezeigt, dass die letztere Art sich in der That wie ein Bastard zwischen den ersteren verhält, wie aus folgenden Umständen hervorgeht:

1. Sie hält im Allgemeinen die Mitte zwischen diesen beiden Formen,
2. sie geht in die eine und in die andere über,
3. sie zeigt niemals feste Charaktere,
4. sie neigt ausserordentlich zur Bildung von Monstrositäten.

Auch in der Verbreitung der drei Arten findet Fuchs seine Annahme begründet: „Dort, wo nur *Melanopsis impressa* oder *vindobonensis* vorkommt, ist jede Art in ihren Charakteren vollkommen constant, sowie sie jedoch an einem und demselben Orte zusammen vorkommen, tritt auch sofort die polymorphe *Melanopsis Martiniana* hinzu. Andererseits findet man die *Melanopsis Martiniana* fast ausnahmslos begleitet von den beiden anderen Arten.“ Endlich macht Fuchs noch auf den Umstand aufmerksam, dass die *Melanopsis Martiniana* in der Regel grösser und stärker ist als die beiden supponirten Stammarten, es sei dies eine Erscheinung, welche man nicht selten bei Bastardbildungen beobachtet hat.

[1]) Theodor Fuchs: Ueber den sogenannten „chaotischen Polymorphismus und einige fossile *Melanopsis*-Arten. Verhandl. d. k. k. zoolog.-botan. Gesellschaft, Wien, Jahrgang 1872.

Von anderer Seite sind die Beziehungen zwischen den drei genannten Formen in anderer Weise erklärt worden. Neumayr und Paul haben in ihrer Monographie der Congerien- und Paludinen-schichten Slavoniens eine Formenreihe *Melanopsis impressa, M. Martiniana, M. Vindobonensis* aufgestellt [1]), u. zw. mit folgenden Worten: „Für *Melanopsis impressa, M. Martiniana, M. Vindobonensis* hat Fuchs den Zusammenhang nachgewiesen (Ueber chaotischen Polymorphismus). Dass die genannten Formen wirklich eine Reihe bilden und nicht durch Bastardirung der extremen Glieder entstanden sein können, geht mit Sicherheit aus den von Fuchs in neuerer Zeit über deren geologisches Vorkommen publicirten Thatsachen hervor. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1875, Heft 1."

Th. Fuchs hat dann die Existenz dieser Formenreihe bestritten [2]), indem er erörterte, dass er in jener Arbeit, welche die Gliederung der Tertiärschichten bei Wien zum Gegenstande hatte, allerdings bei Besprechung der Schichten mit *Melanopsis Martiniana* bloss einseitig das Mitvorkommen der *M. Vindobonensis* hervorhob, das Mitauftreten der *M. impressa* aber überging. Dies sei allerdings ein Fehler, der jedoch insoferne belanglos wäre, als jene Arbeit eben einen ganz anderen Zweck verfolgte als die Erörterung genetischer Fragen. Dass jedoch die von Paul und Neumayr supponirte Entwicklungsreihe auf einem Irrthum beruhe, folgert Fuchs aus dem Umstande, dass in letzterer Zeit *Melanopsis Vindobonensis* in einer Ziegelei an der Nussdorferstrasse in der Grenzschichte zwischen den Ablagerungen der sarmatischen Stufe und den Congerienschichten zusammen mit *Melanopsis impressa*, *Congeria triangularis* und einer grossen Menge sarmatischer Conchylien vorgefunden wurde: „Es geht hieraus aber hervor, dass *Melanopsis Vindobonensis,* obwohl sie erst später ihre grösste Entwicklung erreichte, doch bereits unmittelbar beim Beginne der Congerien-Epoche neben der damals herrschenden *M. impressa* vorhanden war, und daher gewiss nicht erst nach und nach durch Vermittlung der *M. Martiniana* aus derselben gezüchtet wurde."

M. Neumayr hat sich durch diese Darlegung veranlasst gesehen, die Formenreihe *Melanopsis impressa — Martiniana — Vindobonensis* einzuziehen, in der betreffenden Veröffentlichung [3]) verweist er darauf, dass die seinerzeit von Fuchs gemachten Angaben über die Reihenfolge der drei Melanopsiden dahin aufgefasst werden mussten, dass *Mel. impressa* nur in der tiefsten Abtheilung der Congerien-schichten vorkomme, die mittlere Schicht *Mel. Martiniana* in Menge, *Mel. Vindobonensis* als Seltenheit enthalte, und dass zu oberst sich nur *Mel. Vindobonensis* finde. Dass die Angaben von Fuchs zu dieser Auffassung über die Reihenfolge der drei Melanopsiden zwingen, gehe

[1]) M. Neumayr und C. M. Paul: Die Congerien- u. Paludinenschichten Slavoniens und deren Fauna, Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. VII, Heft 3, Wien 1875, pag, 104, Anmerkung 1.

[2]) Th. Fuchs: Ueber die Formenreihe *Melanopsis impressa, — Martiniana — Vindobonensis*. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1876, Nr. 2, S. 29.

[3]) M. Neumayr: Die Formenreihe der *Melanopsis impressa*. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1876, Nr. 3, S. 53.

auch daraus hervor, dass Sandberger im Schlusshefte seines Werkes über die fossilen Land- und Süsswasserconchylien dieselbe Deutung der stratigrapischen Daten als Beweis gegen den Hybridismus vorbringe [1]). Die Formenreihe *Melanopsis impressa — Martiniana — Vindobonensis*, die Neumayr nunmehr in Folge des Nachweises der *Mel. Vindobonensis* in der allertiefsten Bank der Congerienschichten zurückzog, sei übrigens eine abnormale gewesen, durch deren Eliminirung der Entwicklung der Decendenzlehre ein grosser Dienst geleistet worden sei.

Mit Rücksicht auf diese controversen Ansichten, welche über die drei naheverwandten *Melanopsis*-Formen aufgestellt wurden, hat es grosses Interesse, in den oben erörterten Varietäten der *Melanopsis impressa* bereits in den obersten Bildungen der sarmatischen Stufe die Uebergänge zu den charakteristischen Typen der Congerienschichten zu erkennen. Denn es waltet doch kein Zweifel darüber, dass *Melanopsis Martiniana* sich unmittelbar an die *Mel. impressa var. Bonellii* anschliesst, von welcher manche Gehäuse (wie jenes in Fig. 6 dargestellte) durch beginnende Entwicklung der Knoten auf dem letzten Umgang schon sehr der *Mel. Martiniana* gleichen. Andererseits führt die *Mel. impressa var. carinatissima* durch gedrungenere Gestalt und kräftige Entwicklung des Kielwulstes zur *Mel. Vindobonensis*. Unter den vielgestaltigen Formen der *Mel. Vindobonensis* sind es insbesondere jene, welche R. Handmann als „*Melanopsis (Martinia) Vindobonensis Fuchs var. consimilis Handm.*" [2]) beschrieben hat, die sich unmittelbar an *Melanopsis impressa var. carinatissima* anschliessen. Das Stammesverhältniss der besprochenen Formen dürfte sich sonach etwa in folgender Weise darstellen:

Congerien-Schichten	*M. Martiniana Fér.*	*M. impressa var. Bonellii*	*M. impressa var. carinatissima.*	*M. Vindobonensis Fuchs.*
Sarmatische Stufe und Tortonien	*M. impressa var. Bonellii Sism.*		*M. impressa var. carinatissima Sacco.*	
Helvetien	*Melanopsis impressa Krauss var. Monregalensis Sacco.*			

Dass in den Congerienschichten mannigfache Bastardirungen zwischen den daselbst vorkommenden *Melanopsis*-Formen des *M. impressa*-

[1]) F. Sandberger: Die Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt. 1875, pag. 687.

[2]) R. Handmann: Die fossile Conchylienfauna von Leobersdorf. Münster 1887, Tafel VI, Fig. 7—10.

Stammes, für welchen Handmann die Untergattung *Martinia* errichtet hat, auftreten mögen, kann von vorneherein nicht als unmöglich hingestellt werden; der Umstand jedoch, dass in einzelnen Schichten und Fundorten *M. Vindobonensis* oder *M. Martiniana* für sich auftreten oder doch ungemein vorwalten, spricht gerade nicht sehr dafür. Ich möchte mir auch erlauben, auf eine allerdings vereinzelte Beobachtung hinzuweisen, nach welcher bei lebenden *Melanopsis*-Formen solche Bastardirungen nicht vorzukommen scheinen. In der Sann sammelte ich unterhalb Tüffer hunderte von Exemplaren der *Melanopsis (Hemisinus) acicularis Fér.* und der *Melanopsis (H.) Esperi Fér.*[1]), ohne dass ich Uebergangsformen oder „Bastarde" zwischen beiden Arten hätte wahrnehmen können.

Hydrobia ventrosa Mont. sp.

Taf. II, Fig. 11.

Turbo ventrosus Montagne, Testacea Britannica 1803, p. 317, Tab. XII, Fig. 13.

Cyclostoma acutum Draparnaud, Hist. nat. des Moll. terr. et fluv. de la France 1805, pag. 40, Tab. I, Fig 2, 3.

Paludina acuta Drap. M. Hoernes: Foss. Moll. d. Tert. Beck. v. Wien, I, pag. 584, Taf. XLVII, Fig. 20.

Litorinella acuta Drap. sp. Sandberger, Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens, pag. 82, Taf. VI, Fig. 9 p. p.

Hydrobia ventrosa Mont. sp. F. Sandberger, Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt, pag. 489, Taf. XXV, Fig. 6.

Diese in den sarmatischen Schichten recht häufig vorkommende Form muss jedenfalls den Artnamen tragen, unter welchem sie Sandberger an zuletzt genannter Stelle anführt. Bezüglich der ausgedehnten Synonymie der *Hydrobia ventrosa* verweist Sandberger in seiner Monographie der Conchylien des Mainzer Beckens auf E. v. Martens in Wiegmann's Archiv XXIV, Bd. I, pag. 176, bemerkt aber in seinen „Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt", pag. 490, dass manche von Martens für *Hydrobia ventrosa* citirte lebende Vorkommnisse, wie jene des caspischen Meeres und der Ostsee, ihm nicht hieher zu gehören scheinen, wie er auch mehrere früher von ihm selbst zu *Hydrobia ventrosa* gezählte fossile Formen von einer Anzahl von Fundorten anderen Arten zuzuweisen genöthigt gewesen sei. (Vergl. „Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt", pag. 332.)

Sowohl in der Monographie der Conchylien des Mainzer Beckens, wie in jener der Land- und Süsswasserconchylien, stimmt Sandberger der von Frauenfeld und M. Hoernes behaupteten Identität der Wiener und Mainzer Exemplare mit der lebenden Form zu.

---

[1]) R. Hoernes: Conchylien aus der Sann bei Tüffer. Mittheilungen des naturw. Vereines für Steiermark, Jahrg. 1891, pag. LXXXIX.

Von Interesse scheint mir, dass *Hydrobia ventrosa* schon im Litorinellen Kalk des Mainzer Beckens grosse Variabilität zeigt. Sandberger bildet Taf. VI der Conchylien des Mainzer Beckens zwei Formen ab, von welchen er Fig. 9*b*, 9*c*, 9*f*, 9*g* als *Litorinella acuta typus*, Fig. 9*d* und 9*e* aber als *var. elongata A. Braun* bezeichnet. Die letztere verhält sich zu der als Type bezeichneten Form ähnlich, wie *Paludina Frauenfeldi M. Hoern.* in den sarmatischen Schichten zu den gewöhnlichen bauchigeren Formen der *Paludina acuta Drap.* = *Hydrobia ventrosa Mont. sp.*

Ferner ist bemerkenswerth, dass der letzte Umgang auch bei den Mainzer Gehäusen die Tendenz zeigt, sich von dem vorhergehenden abzulösen. Sandberger sagt (Conchylien des Mainzer Beckens, pag. 82) „Anfractus — ultimus — ad aperturam subsolutus“. „Der letzte (Umgang) ist gegen die Mündung von dem vorletzten losgelöst.“

Auch von *Litorinella inflata Braun sp.* schildert Sandberger ein Loslösen der Schlusswindung; er sagt von dieser Form loc. cit. pag. 85: (Anfractus) „ultimus antice solutus et sursum inflexus, superne carinatus“ und sagt von den Umgängen: „während die früheren regelmässig an Höhe wachsen, bläht sich oft schon der vorletzte ziemlich stark auf und beginnt sich von dem vorhergehenden loszulösen, aber erst der letzte erscheint gegen die Mündung hin vollkommen losgelöst und biegt sich mehr oder weniger deutlich nach oben, während sich zugleich auf seinem oberen Theile eine mehr oder weniger scharfe Kante entwickelt.“

Sandberger macht ferner die Bemerkung: „Unter den lebenden Litorinellen ist mir keine fossile Form bekannt, welche in späterem Alter aus der bisherigen Spirale heraustritt und unregelmässig (Scalaride) wird, nur unter den fossilen lässt sich *Paludestrina Chastelii var. trigonostoma Nyst* (Coq. et polyp. foss. des terr. tert. Belg., pag 403) als analog bezeichnen; es waren nicht Stücke genug zu meiner Disposition, um die Frage bestimmt zu entscheiden, ob hier wirklich nur eine Missbildung, wie Nyst glaubt, oder eine eigene, der *Litorinella inflata* zur Seite zu stellende Art vorliegt, die sich von dieser in jedem Falle durch ihren verdickten Mundsaum sehr bestimmt unterscheiden würde.“

Euchilus Chastelii Nyst sp. (vergl. Sandberger, Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt, pag. 315, Taf. XX, Fig. 11) hat jedenfalls mit der uns hier interessirenden Formengruppe nichts zu schaffen, hingegen ist *Litorinella inflata Braun* unzweifelhaft mit *Hydrobia ventrosa Mont. sp.* nahe verwandt. *Litorinella inflata Braun* oder *Hydrobia inflata Faujs sp.*, wie sie Sandberger später richtiger bezeichnet, ist ungemein variabel. In der Monographie der Mainzer Tertiärconchylien werden Taf. VI, Fig 9*h* bis 9*o*, eine Reihe von Formen dargestellt, deren Endglieder ausserordentlich differiren. Denn während Fig. 9*h* ein Gehäuse darstellt, welches sich unmittelbar an die kurzen und bauchigen Exemplare der *Litorinella acuta* anschliesst (wie Fig. 9*f* eines zur Anschauung bringt), ist das in Fig. 9*o* dargestellte Gehäuse der *Litorinella inflata* ungemein breit und niedrig, zugleich sehr weit genabelt.

Das in Fig. 11 der Tafel II dargestellte Gehäuse von Zemendorf ist eines der bauchigeren und kürzeren Exemplare, welche von *Hydrobia ventrosa* von diesem Fundorte vorliegen. Schlankere Gehäuse bilden den Uebergang zu der nachstehend erörterten Form, welche man mit demselben Rechte als blosse Varietät der *Hydrobia ventrosa* betrachten könnte, wie die *var. elongata A. Braun.*

Hydrobia Frauenfeldi M. Hoern.

Taf. II, Fig. 12.

Paludina Frauenfeldi M. Hoernes: Foss. Moll. d. Tert.-Beck. v. Wien. I, pag. 582, Taf. XLVII, Fig. 18.

Es könnte neuerdings die Frage aufgeworfen werden, ob diese Form, die nach M. Hoernes ident ist mit *Rissoa elongata Eichw.* (Eichwald: Lethaea rossica, pag. 272, Tab. X, Fig. 15) nicht den Eichwald'schen Artnamen zu tragen hätte, da an der Identität der beiden Formen nicht zu zweifeln ist und der von M. Hoernes loc. cit. hervorgehobene Umstand, dass der Artname *elongata* bei *Paludina* durch Sowerby (für eine Wealdenform) bereits vergriffen ist, selbstverständlich nicht hindern könnte, für die in Rede stehende *Hydrobia* die Eichwald'sche Bezeichnung in Anwendung zu bringen. Es fällt auch die Frage hinweg, ob die Eichwald'sche *Rissoa elongata* mit Eichwald's oder Philippi's Autornamen zu bezeichnen wäre, denn Eichwald ist im Unrecht, wenn er von seiner Form sagt (Lethaea rossica, III, pag. 272): „Die *sp.* ist ohne Zweifel ident mit *Rissoa elongata Philippi* (Moll. Sic., Tab. X, Fig. 16), welche zufällig den gleichen Namen trägt, wie meine.“ Wäre dies richtig, so hätten wir die Form als *Rissoa elongata Phil.* zu bezeichnen, denn die Enumeratio molluscorum Siciliae, in welcher die Philippi'sche Art beschrieben und abgebildet erscheint, wurde 1836, der dritte Band der Lethaea rossica aber erst 1853 veröffentlicht. Allerdings hat Eichwald den Namen *Rissoa elongata* schon in seiner naturhistorischen Skizze von Litthauen, Volhynien und Podolien 1830 aufgestellt, aber ohne Abbildung und mit einer ganz kurzen Diagnose, welche kaum gestatten würde, die Form zu identificiren. Die Frage ist jedoch müssig, denn *Rissoa elongata Phil.* ist keineswegs ident mit der Eichwald'schen, zu *Hydrobia* gehörigen Form, sie gehört vielmehr nach M. Hoernes, der sich diesbezüglich auf Schwartz von Mohrenstern beruft, der die Originalexemplare Philippi's untersuchte, zu *Turbonilla.* (Vergl. Foss. Moll. d. Wiener Beckens I, pag. 583.)

Eine viel wesentlichere Schwierigkeit in der richtigen Bezeichnung der Formen aber liegt darin, dass schon 1806 eine *Hydrobia,* und zwar jedenfalls eine recht nahe verwandte von Faujas de St. Fond als *Bulimus elongatus Moguntianus* beschrieben wurde: Coquilles fossiles des environs de Mayence, Annales du Muséum, Vol. VIII, pag. 376, Pl. VIII, Fig. 5–8. Sandberger stellt (Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens, pag. 82) *Bulimus elongatus Moguntianus Faujas* zu *Litorinella acuta Drap.* und rechnet dieser Art die von ihm Taf. VI, Fig. 9 *c, d* abgebildete *var. elongata A. Braun*

zu, obwohl dieselbe wohl besser ebenso abzutrennen gewesen wäre, wie die bauchige auf derselben Tafel in Fig. 9 *h—o* dargestellte, als *Litorinella inflata Braun* (*Bulimus inflatus Moguntianus Fauj.*) bezeichnete Form. In der Monographie der Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt, pag. 487 wird die letzterwähnte Form richtig als *Hydrobia inflata Faujas sp.* bezeichnet, während bei *Hydrobia ventrosa Mont.* (= *Cyclostoma acutum Draparnaud*), pag. 489 die *var. elongata A. Braun* angeführt wird. Nach Sandberger's Abbildung in der Monographie der Conchylien des Mainzer Beckens ist die jedenfalls von *Hydrobia ventrosa* abzutrennende Mainzer Form noch viel schlanker und aus zahlreicheren Windungen aufgebaut, wie *Hydrobia Frauenfeldi*, die sonach aus dem Grunde ihren Namen zu behalten hätte, weil die Bezeichnung „*Hydrobia elongata Eichw.*" nothwendigerweise unterdrückt werden muss, sobald man, wie es mir nöthig scheint, die Mainzer Form als *Hydrobia elongata Faujas sp.* von *Hydrobia ventrosa* trennt.

Bemerkenswerth scheint mir, dass Eichwald (Lethaea rossica III, pag. 460) von seiner *Rissoa elongata* (= *Paludina Frauenfeldi M. Hoern.*) sagt „Tours detachés aux sutures", sonach also auch an seinen Exemplaren Gelegenheit zu der Wahrnehmung hatte, dass die Windungen die Tendenz haben, evolut zu werden.

Mir liegen nun zahlreiche Gehäuse vor, bei welchen diese Abtrennung der Gewinde einen höheren Grad erlangt, so zwar, dass diese Gehäuse einen Uebergang zu jenen Formen darstellen, welche unten als *Hydrobia* (*Liobaikalia?*) *Sopronensis nov. form.* geschildert werden sollen.

Hydrobia Frauenfeldi M. Hoern. Uebergang zu *Hydrobia* (*Liobaikalia*) *Sopronensis nov. form.*

Taf. II, Fig. 13.

Das abgebildete Gehäuse zeigt, abgesehen von den Embryonalwindungen, die Loslösung aller Umgänge, ohne dass dieselben jedoch sich weit von ihren Vorgängern entfernen. Es behält die Schale in Folge dessen eine ähnliche Gesammtgestalt, wie die normalen Exemplare der *Hydrobia Frauenfeldi.* Es liegen mir mehrfach Gehäuse vor, welche sich der normalen Gestalt dieser *Hydrobia* noch mehr nähern und erst an den beiden Schlusswindungen die Lösung vom Gewinde erkennen lassen, andererseits aber auch solche Exemplare, welche alle Uebergänge zu den in Fig. 14, 15 und 16 dargestellten, unten als *Hydrobia Sopronensis* geschilderten Formen darstellen. Ich glaubte um so mehr auf die Abbildung weiterer Uebergangsformen verzichten zu können, als auch die von *Hydrobia Sopronensis* gegebenen Darstellungen zeigen, in wie weiten Grenzen die Ablösung der einzelnen evoluten Windungen schwankt. An dem in Fig. 14 dargestellten Gehäuse erreicht diese Ablösung noch keinen besonders hohen Grad, wenn sie auch viel weiter gediehen ist, als an dem in Fig. 13 zur Abbildung gebrachten Exemplar.

Darüber, dass die in Rede stehenden Formen nicht als blosse Missbildungen oder scalaride Gehäuse der *Hydrobia Frauenfeldi* betrachtet werden können, soll unten bei Besprechung der korkzieherförmigen Gehäuse der *Hydrobia Sopronensis* gehandelt werden. Wenn schon die Zahl der mir vorliegenden, derartig gestalteten Gehäuse sehr dagegen spricht, sie als aberrante Exemplare bei *Hydrobia Frauenfeldi* zu belassen, so scheint mir dies umsoweniger räthlich, als bei den höchst wahrscheinlich nahe verwandten Formen aus dem Baikalsee die Conchyliologen die in ähnlicher Weise gestaltete *Baikalia* (*Leucosia*) *Stiedae Dyb.* sogar als Typus einer eigenen Gattung oder Untergattung *Leiobaikalia E. v. Martens* 1876 abgetrennt haben.

Hydrobia (*Liobaikalia?*) *Sopronensis nov. form.*

Fig. 14—16: Propfenzieherartige Gehäuse von verschiedener Evolution. Fig. 14 stellt ein weniger, Fig. 15 ein stärker und Fig. 16 das am meisten aufgerollte Gehäuse dar.

Es liegen mir relativ wenige (ca. zwei Dutzend), durchwegs sehr kleine, wenig über 3 *mm* Höhe erreichende Gehäuse vor, welche ich zuerst mit Sicherheit zur Gattung *Libaikalia* (beziehungsweise *Leucosia Dybowski*) beziehen zu dürfen glaubte; nachdem ich von Herrn Collegen Dr. Hilber auf die Aehnlichkeit der in Rede stehenden Form und der von Dybowski aus dem Baikalsee beschriebenen *Leucosia Stiedae* aufmerksam gemacht worden war. In der That ist die Aehnlichkeit dieser kleinen, korkzieherartig gestalteten Schneckenschälchen eine ausserordentlich grosse, zumal wenn man weniger evolute Formen der *Hydrobia Sopronensis*, wie eine in Fig. 14 abgebildet erscheint, sowie die Uebergangsformen zu *Hydrobia Frauenfeldi*, wie Fig. 13 eine zur Anschauung bringt, mit *Leucosia Stiedae Dyb.* (Dybowski: Die Gastropodenfauna des Baikalsees, Mém. de l'acad. imp. de Saint Petersbourg, Tome XXII, Nr. 8, 1875, pag, 38, Tab. III, Fig. 20—23) vergleicht. Die evoluteren, in Fig. 15 und 16 dargestellten Exemplare weichen schon in der äusseren Erscheinung viel mehr ab und könnten desshalb kaum zu der Vermuthung Veranlassung geben, dass es sich um übereinstimmende Formen handle. Aber auch bei den erstgenannten Gehäusen aus den sarmatischen Schichten von Zemendorf können bei genauerer Vergleichung die wesentlichen Unterschiede nicht übersehen werden. Die aufgelösten Windungen der *Hydrobia Sopronensis* zeigen einen anderen Querschnitt als jene der *Leucosia Stiedae*. Von der letzteren Form sagt Dybowski: „Der Querschnitt eines Umganges hat die Gestalt eines gleichschenkeligen Dreieckes", womit die von ihm loc. cit. gegebene Abbildung recht gut übereinstimmt. Der Querschnitt der Windung der sarmatischen Form ist mehr oval und nur oben, an der Stelle, wo der linke und rechte Mundrand zusammenstossen, winkelig. Der Abflachung der Spindelseite der aufgerollten Umgänge und diesem Winkel an der oberen Ecke der Mündung dankt der deutliche Kiel seinen Ursprung, welcher an der Oberseite der propfenzieherartig aufgerollten Windungen bei *Hydrobia Sopronensis* zu sehen ist. Es sind allerdings auch die Windungen der *Leucosia Stiedae* mit einem (stumpferen) Kiel an der Oberseite versehen,

doch zeigt derselbe nicht die gleiche Lage, wie jener bei *Hydrobia Sopronensis*: er liegt, soweit es wenigstens die Abbildungen Dybowski's, insbesondere Fig. 20 der Taf. III, erkennen lassen, mehr an der Aussenseite der Windungen. Auch sind die Windungen der *Leucosia Stiedae* an der Basis ebenfalls mit einem Kiele versehen, entsprechend dem dreikantigen Querschnitt der einzelnen Umgänge.

Leucosia Stiedae besitzt auch beträchtlichere Dimensionen; von dem grössten der drei abgebildeten Gehäuse gibt Dybowski eine Länge von 10 *mm*, eine Breite von 3 *mm* an.

Am Wesentlichsten scheinen mir die Unterschiede in der Gestaltung der Anfangswindungen. Von *Leucosia Stiedae* sagt Dybowski: „Der Wirbel, welcher aus $1^1/_2$ Windungen besteht, ist spiral gewunden und stellt ein sehr kleines (kaum 0·5 *mm* im Durchmesser haltendes) Scheibchen dar. Letzteres hat in Bezug auf die Längsaxe des Gehäuses entweder eine verticale oder mehr oder weniger schräge Richtung". Die Anfangswindungen der *Hydrobia Sopronensis* hingegen stimmen vollkommen mit jenen der *Hydrobia ventrosa* und *Hydrobia Frauenfeldi* überein und es unterscheidet sich überhaupt die in Rede stehende Form von diesen Hydrobien im Wesentlichen nur durch die Evolution der Schlusswindungen.

Dass in dieser Hinsicht die einzelnen Gehäuse grosse Verschiedenheiten aufweisen, wurde bereits bemerkt. Es liegen mir Schälchen vor, welche sich nur sehr wenig von den normalen Gehäusen der *Hydrobia Frauenfeldi* entfernen und bei welchen lediglich die letzte oder die beiden letzten Windungen sich ein wenig von den vorhergehenden ablösen, dann solche, bei welchen diese Ablösung höhere Grade erreicht und auch schon etwas näher der Spitze beginnt, ein solches Gehäuse ist in Fig. 13 dargestellt, endlich kommen die verschieden stark aufgerollten, korkzieherartigen Formen. Ich bemerke noch, dass selbst die in Fig. 16 dargestellte Schale nicht das Maximum der Evolution darstellt, das bei *Hydrobia Sopronensis* zu beobachten ist, denn nach einigen Fragmenten zu urtheilen, gab es noch mehr aufgerollte Gehäuse.

Wenn ich die geschilderten aberranten Hydrobienschälchen aus den sarmatischen Schichten von Zemendorf mit einem besonderen Namen bezeichne, obwohl mir ihr inniger und unmittelbarer Zusammenhang mit der mit vorkommenden *Hydrobia Frauenfeldi* vollkommen klar ist, so geschieht es deshalb, weil ich nicht glaube, dass es sich in unserem Falle um eine blosse Missbildung einzelner Gehäuse handelt, die besser als scalaride Formen unter *Hydrobia Frauenfeldi* zu rechnen wären. Die Zahl der mir vorliegenden, in mehr oder minder hohem Grade aufgerollten Exemplare scheint an sich gegen diese Auffassung zu sprechen — ich möchte jedoch auf diesen Umstand kein besonderes Gewicht legen. Wünschenswerth scheint es mir aber unter allen Umständen, diese eigenthümlichen sarmatischen aufgerollten Hydrobien mit einem besonderen Namen als eigene „Form" zu bezeichnen, weil ich glaube, dass ihr Vorkommen allerdings einiges Licht wirft auf die fraglichen Verwandtschaftsverhältnisse der unstreitig ähnlichen Formen des Baikalsees. Dybowski hat in seiner Monographie der Gastropodenfauna des Baikalsees (1875) die Gattung

Limnorea aufgestellt, welche zwei Untergattungen *Leucosia* und *Ligea* umfasst und von welcher Gattung er meint, dass sie den *Hydrobiae* als gleichwerthige Familie an die Seite zu stellen sei. Die beiden Familien unterscheiden sich hauptsächlich durch die Organisation des Thieres, die Beschaffenheit der Radula, insbesondere die Mittelplatten, welche bei der Familie der *Hydrobiae* Basalzähne haben, während die von Dybowski untersuchten Arten von *Leucosia* und *Ligea* ganz glatte Mittelplatten aufweisen. Gegenwärtig werden diese Formen von den Conchyliologen der Familie *Hydrobiidae* als Unterfamilie *Baicaliinae* zugetheilt, so von P. Fischer in seinem „Manuel de Conchyliologie", pag. 724, welcher folgende Diagnose dieser Unterfamilie gibt: „Pied simple; pas de denticulations basales à la dent centrale de la radule; verge non bifide; opercule corné, spiral." Die sämmtlichen Arten wurden unter der Gattungsbezeichnung *Baicalia E. v. Martens* 1876 zusammengefasst, jedoch zahlreiche Sectionen dieser Gattung angeführt: *Baicalia sensu stricto* für *Leucosia angarensis Gerstf. sp.*, *Liobaicalia E. v. Martens* 1878 für *Leucosia Stiedae Dyb.*, *Godlewskia Crosse et Fischer* 1879 für *Ligea turriformis Dyb.*, *Trachybaicalia E. v. Martens* 1876 für *Ligea carinatocostata Dyb.*, *Dybowskia Dall.* 1876 für *Ligea ciliata Dyb.*, *Maackia Clessin* 1880 für *Ligea costata Dyb.*

Diese Zersplitterung in Sectionen oder Untergattungen hat bei Formen, welche insgesammt nahe verwandt sind und gemeinsam vorkommen, keinen sonderlichen Werth, zumal der Schöpfung einer eigenen Gattung „*Liobaikalia*" für die evolute *Leucosia Stiedae* kann man angesichts ähnlicher Variationen bei den tertiären Hydrobien kaum zustimmen. So fremdartig solche evolute, korkzieherähnliche Gehäuse auch aussehen, verdienen sie doch höchstens als Formen mit eigenen Namen hervorgehoben, nicht aber als Typen besonderer Gattungen betrachtet zu werden.

Wenn es mir heute auch ferne liegt, eine unmittelbare nähere Verwandtschaft der oben als *Hydrobia Sopronensis* bezeichneten sarmatischen Form und der im Baikalsee lebenden „*Liobaicalia*" oder *Leucosia Stiedae* zu behaupten, so möchte ich doch der Ansicht Ausdruck geben, dass die Neigung zur Evolution, welche wir schon an *Hydrobia ventrosa* und *inflata* des Mainzer Beckens wahrnehmen und welche ihren stärksten Ausdruck in der geschilderten Form der sarmatischen Schichten des Oedenburger Comitates findet, immerhin auf verwandtschaftliche Beziehungen der tertiären Hydrobien und der „*Baicaliinae*" hinweist. Wir kennen allerdings von ersteren nur die Gehäuse, nicht aber das Thier, dessen Organisation allein für die Trennung der „*Baicaliinae*" entscheidend ist; ich möchte aber glauben, dass der Beschaffenheit der Mittelplatten der Radula kein allzuhohes Gewicht beizulegen wäre, zumal gerade eine andere, den *Hydrobiidae* im weiteren Sinne angehörige Form des Baikalsees, nämlich *Benedictia* in der Hinsicht Verschiedenheiten erkennen lässt, da die übrigen Formen: *Benedictia limnaeoides Schrenk* und *B. Baicalensis Gerstfeldt* Leistenzähnchen am Basaltheil der Mittelplatte aufweisen, während die Mittelplatten der *B. fragilis* ungezähnelt sind, bei einer und derselben Gattung also recht verschieden gestaltete Zahnplatten auftreten.

Ich möchte aber noch auf einige Analogien zwischen tertiären Hydrobien und Baicalien hinweisen, um die wahrscheinliche Verwandtschaft derselben zu erläutern. Die sogenannten *Rissoa*-Formen der sarmatischen Stufe (*Rissoa inflata Andrez.* und *Rissoa angulata Eichw.*), für welche Stoliczka 1868 den Namen *Mohrensternia* creirte und welche bald bei den Hydrobien (vgl. Zittel, Handbuch der Palaeontologie I. 2., pag. 230), bald bei den Rissoen (vgl. Paul Fischer, Manuel de Conchyliologie, pag. 722) eingereiht werden, scheinen mir eher mit *Ligea costata* und *Ligea contabulata Dyb.* verwandt zu sein, für welche Clessin 1880 den Gattungsnamen *Maackia* schuf. Auch manche Formen der pontischen Ablagerungen scheinen mir mit diesem Formenkreise in näherer Beziehung zu stehen, so die Gattung *Prososthenia Neum.*, insbesondere aber *Pleurocera Fuchs non. Raf.* wie *Pleurocera costulata Fuchs* und *Pleurocera scalariaeformis Fuchs* von Radmanest (vergl. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1878, XX. Bd., pag. 349 und 350, Taf. XIV, Fig. 35—38, sowie Fig. 47—49).

Es ist freilich eine missliche Sache, die Verwandtschaft solcher Formen ohne Kenntniss der Thiere zu erörtern, die dereinst in den Schalen gelebt haben; immerhin scheint mir grosse Wahrscheinlichkeit vorhanden, dass die angeführten tertiären Formen aus den Litorinellen Schichten des Mainzer Beckens, wie aus den sarmatischen und pontischen Schichten unter einander wie nicht minder mit den bis nun stets als einem ganz isolirten Formenkreise angehörig betrachteten Baicalien in näheren verwandtschaftlichen Beziehungen stehen. Ist diese Vermuthung richtig, dann wäre sie geeignet, neues Licht auf die oft behauptete Relictennatur der Fauna des Baikalsees zu werfen.

Im Anschlusse an die Erörterung der geschilderten Conchylien der oberen Abtheilung der sarmatischen Stufe im Oedenburger Comitate möchte ich mir erlauben, einige allgemeinere Ausführungen und Folgerungen vorzutragen, zu welchen, wie mir scheint, die Ergebnisse der palaeontologischen Untersuchung jener *Melanopsis*- und *Hydrobia*-Formen Veranlassung bietet. Wenn ich nicht sehr irre, so sind die geschilderten Varietäten der *Melanopsis impressa* geeignet, zur Lösung der Frage nach den chronologischen Beziehungen zwischen den obermiocänen Binnenablagerungen Oesterreich-Ungarns und den entsprechenden Bildungen Italiens einen nicht unwichtigen Beitrag zu liefern. Ich sehe mich dadurch veranlasst, die Beziehungen zwischen den sarmatischen und pontischen Ablagerungen unserer Monarchie zu den italienischen Miocänstufen einer kurzen Erörterung zu unterziehen. Der Nachweis einer besonderen oberen Abtheilung der sarmatischen Stufe in unseren Miocänablagerungen, gekennzeichnet durch eine eigenartige Conchylienfauna, welche sich theilweise als Vorläuferin der pontischen, aus ihr sich entwickelnden Fauna erkennen lässt, verursacht die Erörterung einer weiteren Frage, welche die Beziehungen der „mäotischen Stufe“ zu den österreichisch-ungarischen obermiocänen Binnenbildungen betrifft. Ich glaube erweisen zu können, dass unsere Aequivalente der mäotischen Stufe mit grösster Wahrscheinlichkeit in den geschilderten obersarmatischen Schichten mit

Congeria triangularis, *Melanopsis impressa* und *Hydrobia Sopronensis* zu suchen sind. woraus sich eine wesentlich andere Parallele mit den rumänischen und südrussischen Binnenablagerungen ergibt, als sie von Andrussow gezogen wurde, welcher meines Erachtens mit Unrecht in den Congerienschichten von Brunn ein Aequivalent seiner mäotischen Stufe erblickt, während dieselben einem höheren Niveau angehören. Endlich möchte ich versuchen, einige neue Anhaltspunkte für die schon seit langer Zeit behauptete, später aber in Zweifel gezogene Relictennatur der Fauna des Baikalsees geltend zu machen.

I. Die Beziehungen zwischen den sarmatischen und pontischen Ablagerungen Oesterreich-Ungarns und den italienischen Miocän-Stufen.

Die sarmatische Stufe wird bekanntlich zumeist dem Messinien gleichgestellt, während die pontischen Ablagerungen als pliocän betrachtet werden. Beides, wie ich glaube, mit Unrecht. Die sarmatische Fauna schliesst sich auf's innigste an die ihr unmittelbar vorhergehende Fauna der zweiten Mediterranstufe an, sie ist lediglich als eine verarmte und theilweise durch den Einfluss des wechselnden Salzgehaltes des Binnenmeeres veränderte Mediterranfauna zu betrachten. Die innigen Beziehungen zwischen der unmittelbar vorausgegangenen marinen und der sarmatischen Fauna hat insbesondere A. Bittner so eingehend erörtert, dass ich seinen Darstellungen kaum etwas beizufügen finde. Entgegen der früher auch von mir angenommenen und vertretenen Ansicht, dass die Fauna der sarmatischen Stufe zum grössten Theile eine fremdartige, eingewanderte sei [1]), muss ich im Gegentheile der Meinung Bittner's beipflichten und den unmittelbaren Zusammenhang der verarmten und veränderten sarmatischen Fauna und ihrer marinen Vorläuferin acceptiren. Ich selbst habe die nahe Verwandtschaft sarmatischer Formen (wie *Buccinum duplicatum Sow.*, *Pleurotoma Doderleini M. Hoern.*, *Cerithium Pauli R. Hoern.*) und mediterraner Vorläufer erörtert. Bittner hat für fast alle sarmatischen Conchylien innige Beziehungen zu Formen der vorangehenden miocänen Marinablagerungen nachgewiesen und ich zweifle nicht, dass auch dort, wo solche Beziehungen bis nun noch nicht klargestellt wurden (wie für manche *Trochus*-Formen der sarmatischen Stufe) lediglich eine Lücke in unserer Kenntniss, nicht aber ein Hiatus zwischen der mediterranen und sarmatischen Fauna vorliegt.

Was nun zunächst die Parallelisirung der Schichten, in welchen die oben erörterten Varietäten der *Melanopsis impressa Krauss* im Oedenburger Comitat angetroffen wurden, welche Schichten, wie Eingangs dargelegt, mit einigem Grund noch der sarmatischen Stufe angerechnet werden, mit miocänen Ablagerungen Italiens anlangt, so muss darauf hingewiesen werden, dass jene *Melanopsis*-Formen in Italien zumeist in tieferen Horizonten auftreten, als im Messinien, mit welchem die sarmatische Stufe in der Regel gleichgestellt wird.

[1]) „Ein Beitrag zur Gliederung der österreichischen Neogenablagerungen", Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1875, 27. Bd., pag. 640.

Ueber jene Form, die Sacco als *Melanopsis impressa var. Bonelli E. Sism.* beschreibt, bemerkt er hinsichtlich des Vorkommens ausdrücklich: „Questa forma che si avvicina alquanto alla *M. martiniana Fér.*, si trova non raramente nelle marne del Tortoniano superiore presso St. Agata; invece finora non ne raccolsi nei terreni messiniani e quindi per me è alquanto dubbiosa, almeno riguardo al Piemonte, l'età messiniana indicata dal Pantanelli per questa forma."

Ueber seine Varietät *carinatissima* sagt Sacco: Questa varietà trovasi non di rado assieme alla *var. Bonellii* nelle marne del Tortoniano *(facies sarmatiana)* e forse anche nel Messiniano inferiore delle colline tortonesi presso S. Agata fossili.

Jene Form, die Sacco nunmehr als *Melanopsis impressa var. monregalensis* beschreibt, wurde früher auf *Melanopsis aquensis Grat.* bezogen und das Vorkommen dem Tortonien zugerechnet. Sacco stellt Beides richtig — er vergleicht *M. impressa monregalensis* mit jener Varietät der *Melanopsis impressa Krauss,* die Sandberger in „Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt", Taf XXXI, Fig, 8 zur Abbildung bringt, und zeigt, dass *M. impressa var. monregalensis* im Helvetien vorkommt. Wie oben erörtert, ist es nicht *M. impressa monregalensis* selbst, die in den obersten sarmatischen Schichten des Oedenburger Comitates vorkommt, sondern nur eine recht nahestehende Form, die indessen schon eine schwache Andeutung des Kieles aufweist und sonach zu den in jenen Schichten ungleich häufiger vorkommenden typischen Exemplaren der *Melanopsis impressa* und der Varietät *Bonellii* hinüberleitet. Auf das vereinzelte Vorkommen einer solchen, an ältere Typen der *Melanopsis impressa*-Gruppe gemahnende Formen wäre wohl weiter kein Gewicht zu legen, hingegen liegt die Versuchung nahe, das vorwaltende Auftreten der Varietäten *Bonellii* und *carinatissima* in italienischen Tortonien als Anhaltspunkt dafür zu benützen, dass auch die betreffenden Vorkommnisse in unseren obersarmatischen Ablagerungen noch dem Tortonien angehören. Für eine solche Annahme liessen sich dann noch weitere Gründe geltend machen. Wie A. Bittner gezeigt hat [1]), ist die Fauna der sarmatischen Stufe auf das innigste mit jener der zweiten Mediterranstufe verknüpft, die meisten sarmatischen Formen lassen sich auf solche der mediterranen Schichten zurückführen, stimmen entweder völlig mit ihnen überein oder sind veränderte Nachkommen derselben. Der Charakter der sarmatischen Fauna ist deshalb ein so verschiedener gegenüber jenem der mediterranen, weil die Isolirung des sarmatischen Binnenmeeres und dessen wechselnder Salzgehalt die weitaus überwiegende Zahl der mediterranen Formen aussterben liess, während die überlebenden, wie es scheint, eben in Folge jenes wechselnden Salzgehaltes eine ausserordentliche Unbeständigkeit der äusseren Merkmale der Schalenbildung acquirirten. Dieser Einfluss mag sich in relativ sehr kurzer Zeit in hohem Masse geltend gemacht haben, so dass die anscheinend

---

[1]) A. Bittner: Ueber den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, 33. Bd., pag. 131.

so weitgehende Verschiedenheit der Faunen nicht als ein Argument gegen die hier vertretene Ansicht, dass die sarmatische Stufe noch als eine Unterabtheilung des Tortonien zu betrachten wäre, geltend gemacht werden könnte. Zur Unterstützung dieser Ansicht käme dann noch die Thatsache hinzu, dass einige andere Formen, wie *Pleurotoma (Clavatula) Sotterii Michtti* im italienischen Tortonien und in den sarmatischen Ablagerungen in vollkommen übereinstimmender Weise sich finden. Endlich liesse sich für die Annahme, dass das Messinien bereits unseren Congerienschichten angehöre, noch anführen, dass die Formengruppe *Melanopsis Matheroni-Narzolina* in den italienischen Tertiärablagerungen eine in diesem Sinne zu deutende Verbreitung aufweist. Wenn wir den bezüglichen Darstellungen Sacco's folgen, so finden wir, dass die typische *Melanopsis Matheroni Mayer* (vergl. Sacco loc. cit. Taf. II, Fig. 26—39), ebenso wie *Mel. Matheroni var. agatensis Pant.* (Fig. 40—48), *var. Doderleini Pant.* (Fig. 49 bis 60) hauptsächlich im Tortonien auftreten, während die Varietäten *ecarinata Font.* und *narzolina Bon.* sich nur sehr selten im Tortonien, häufig aber im Messinien finden. Die letzteren Varietäten kommen auch im Rhone-Becken vor, zusammen mit Formen, welche sonst für die Congerienschichten bezeichnend sind.

Es sind also Anhaltspunkte genug für die Annahme vorhanden, dass die sarmatische Stufe noch dem Tortonien, die Congerienschichten aber dem Messinien zugerechnet werden sollen. Immerhin halte ich die vorgelegten Wahrscheinlichkeitsgründe für noch lange nicht genug ausreichend, um die Richtigkeit dieser Parallelisirung mit einiger Sicherheit behaupten zu können und führe sie nur deshalb an, um die Nothwendigkeit zu zeigen, die Frage nach der Parallelisirung der jüngeren Tertiärablagerungen Oesterreich-Ungarns und Italiens, die gewöhnlich in anderer Weise beantwortet wird (Sarmatische Stufe = Messinien, Pontische Stufe = Marines Pliocän), einer gründlicheren Untersuchung zu unterziehen, als es bis jetzt geschehen ist. Ist, wie ich für viel wahrscheinlicher erachte, die Parallele in der Weise zu ziehen:

Sarmatische Stufe = obere Abtheilung des Tortonien
Pontische Stufe = Messinien,

dann erscheint auch die Frage nach dem miocänen oder pliocänen Alter der Säugethierfauna der Belvedereschichten in einem neuen Lichte. Bekanntlich hat Th. Fuchs älteren Ansichten gegenüber, nach welchen die Fauna von Pikermi, Baltavár und Eppelsheim stets als obermiocän betrachtet wurde, das pliocäne Alter derselben behauptet [1]. Fuchs hält die Fauna mit *Elephas meridionalis* und *Hippopotamus major* für pleistocän, bezeichnet die Fauna mit *Mastodon arvernensis* von Montpellier, Bribir und Ajnácskö als Typus der

[1]) Th. Fuchs: Ueber neue Vorkommnisse fossiler Säugethiere von Jeni-Saghra in Rumelien und von Ajnácskö in Ungarn, nebst einigen allgemeinen Bemerkungen über die sogenannte „pliocäne Säugethierfauna". — Verhandl. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1879, Nr. 3. Vergleiche auch Th. Fuchs: L'age des couches à Hipparion. Bulletino del reg. Comitato geologico d'Italia, 1879, pag. 14—23.

pliocänen Säugethierfauna und findet, dass die Fauna von Pikermi die allergrösste Aehnlichkeit mit dieser Pliocänfauna zeigt: „In beiden Faunen finden wir als Charakterthiere Mastodonten, welche übrigens nahe verwandt sind, in beiden finden wir Affen, Rhinoceroten, Tapire, echte Schweine, Hippotherien, Antilopen, Hirsche mit einfachem Geweih, in beiden finden wir die Genera *Felis, Machairodus, Hyaena* und *Hyaenarctos*, in beiden Faunen fehlen die Elephanten, Hippopotamen und Boviden.“ Hingegen findet Fuchs die Pikermifauna überaus verschieden von der Fauna von Sansan, er bezeichnet es hinsichtlich der zoologischen Verwandtschaft der Faunen als evident, dass die Fauna von Pikermi sich viel näher an die nachfolgende Pliocänfauna von Montpellier als an die vorhergehende Fauna von Sansan anschliesse: „Man kann als gutes Symbol dieser Verwandtschaft die Equiden ansehen, welche in Sansan durch Anchitherium, in Pikermi durch Hippotherium und in den jüngeren Bildungen durch Equus vertreten sind.“ Hieraus, und aus dem Umstand, dass die Pikermischichten bei Athen auf marinen Pliocänablagerungen ruhen, folgert Fuchs ein pliocänes Alter der Pikermi-Fauna. Es würde zu weit führen, die Einwendungen, die hiegegen von de Stefani erhoben wurden, zu verfolgen; ich möchte mich begnügen darauf hinzuweisen, dass M. Neumayr bei Erörterung des Vorkommens von *Mastodon arvernensis* in den oberen Paludinenschichten von Podwin [1]) mit Recht grosses Gewicht darauf legt, dass hiedurch ein wichtiger Anhaltspunkt in der so schwierigen und verwickelten Frage der Parallelisirung der südosteuropäischen Binnenablagerungen mit den marinen Bildungen anderer Gegenden gewonnen sei, da man nunmehr mit voller Sicherheit die oberen Paludinenschichten ebenso wie die Wirbelthiervorkommnisse von Ajnácskö, Bribir u. s. w. als Aequivalente des älteren Pliocäns bezeichnen könne. „Allerdings stammt“ — wie Neumayr bemerkt — „der Zahn von Podwin aus dem oberen Theile der Paludinenschichten und wir wissen daher nicht mit Bestimmtheit, ob die ganzen Paludinenschichten dem Pliocän angehören, oder ob die tieferen Lagen derselben etwa noch einer älteren Periode angehören.“ In kurzer Zeit darauf wurde jedoch von Th. Fuchs das Vorkommen von *Mastodon arvernensis* in gelben Sanden mit *Melanopsis Martiniana, Mel. Bouéi, Unio Wetzleri* und glatten Viviparen (wahrscheinlich *Vivipara Sadleri*) zu Dovoszló, südlich von Köszeg im Eisenburger Comitate constatirt [2]), sonach in Ablagerungen, welche den untersten Paludinenschichten zugezählt werden müssen, wenn sie nicht — wie Fuchs meint — vielleicht richtiger sogar als oberste Congerienschichten aufzufassen sind. Es geht hieraus hervor, dass Neumayr in der oben citirten Mittheilung mit vollstem Rechte der Ansicht Tournouër's beipflichtet, nach welcher die Paludinenschichten dem älteren Pliocän entsprechen und als Aequivalent der marinen Ablagerungen von Siena, Asti u. s. w. zu betrachten sind.

---

[1]) M. Neumayr: *Mastodon arvernensis* aus den Paludinenschichten Westslavoniens. Verhandl. der geolog. R.-A. 1879, Nr. 9, pag. 176.

[2]) Th. Fuchs: Beiträge zur Kenntniss der pliocänen Säugethierfauna Ungarns. Verhandl. der geolog. R.-A. 1879, Nr. 12, pag. 269.

Sp. Brusina hat schon früher die Ueberzeugung ausgesprochen, dass die Congerienschichten noch als Miocän, die Paludinenschichten aber als Pliocän zu bezeichnen sind [1]). Diese Ansicht erfährt gewiss eine weitere Bestätigung durch die Thatsache, dass die Melanopsiden der obersten sarmatischen Schichten mit Formen des Tortoniens übereinstimmen.

II. Die Aequivalente der „mäotischen Stufe“ in Oesterreich-Ungarn.

Die „mäotische Stufe“ ist bekanntlich von N. Andrussow creirt worden. Er bezeichnete mit diesem Namen Ablagerungen, welche zwischen den sarmatischen und pontischen Schichten sich einschaltend, eine Fauna gemischten Charakters beherbergen. Sinzow hatte diese Schichten früher als „Uebergangsstufe“ bezeichnet, Andrussow später den Namen „präpontische Stufe“ für dieselbe gebraucht [2]), und schliesslich wegen der allzugrossen Dehnbarkeit des Terminus „präpontisch“ die Umtaufung in „mäotische Stufe vorgenommen [3]). Als Typus dieser Ablagerungen ist der Kalkstein von Kertsch zu bezeichnen. Das Verhältniss der mäotischen Stufe zu den jüngeren Tertiärbildungen Oesterreich-Ungarns hat in letzter Zeit N. Andrussow in einer Mittheilung über Neogenablagerungen Rumäniens erörtert, in welcher er zu wesentlich anderen Parallelen gelangte, als sie früher von Barbot de Marny, Fuchs, Neumayr u. A. gezogen worden sind [4]).

Barbot de Marny hat bei Aufstellung seiner „pontischen Stufe“, als deren Typus der Kalkstein von Odessa zu betrachten ist, denselben mit den Congerienschichten des Wiener Beckens parallelisirt, eine Auffassung, welche auch von Seite der österreichischen Geologen getheilt, von Andrussow aber in neuerer Zeit als irrig bezeichnet wurde. Als Barbot de Marny die Bezeichnung „pontische Stufe“ creirte, geschah dies für den Kalkstein von Odessa, der sich in grosser Ausdehnung durch die südrussischen Steppen erstreckt und Andrussow ist jedenfalls im Recht, wenn er sagt, dass der Name „pontische Stufe“ nur für die Aequivalente des Odessaer Kalksteines gebraucht werden darf.

Die Beweise aber, welche Barbot de Marny für die angenommene Gleichzeitigkeit der pontischen Stufe und der Congerienschichten anführt (nämlich: Die Aehnlichkeit der Conchylienfaunen, die vermeintliche Ueberlagerung durch die sogenannte „baltische Stufe“, sandige Schichten mit *Dinotherium*, *Hipparion gracile* etc. welche Barbot mit Recht als Aequivalent des Belvedereschotters

[1]) Sp. Brusina: Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien, Kroatien und Slavonien. Agram 1874.

[2]) N. Andrussow: Die Schichten von Kamysch-Burun und der Kalkstein von Kertsch. Jahrbuch der k. k. geolog. R.-A. 1886, pag. 127.

[3]) N. Andrussow: Der Kalkstein von Kertsch und seine Fauna. St. Petersburg 1890.

[4]) N. Andrussow: Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens. Verhandl. der k. k. geolog. R.-A. 1895, Nr. 7, pag. 189.

erklärte; — die Auflagerung des Kalksteines von Odessa auf die sarmatische Stufe) werden von Andrussow als nicht stichhältig dargestellt. Andrussow macht darauf aufmerksam, dass die Fauna des Odessaer Kalksteines mit den Wiener Congerienschichten keine einzige gemeinsame Art enthält, dass Professor Sinzow gezeigt habe, dass die sogenannte „baltische Stufe“ nicht über dem Kalkstein von Odessa, sondern im gleichen Niveau liege, dass also die baltischen Sande nicht eine besondere Stufe, sondern eine fluviatile Facies der pontischen Stufe sind, endlich, dass der Odessaer Kalk nicht unmittelbar auf den sarmatischen Schichten liegt, sondern eine besondere Uebergangsbildung, die Andrussow als mäotische Stufe bezeichnet, die beiden Ablagerungen trennt.

In seiner Abhandlung über die Schichten von Kamysch-Burun (Jahrbuch 1886) hat Andrussow ausführlich die Vergleichung der Versteinerungen des Kalksteines von Odessa und der unteren Schichten von Kamysch-Burun, nämlich der Schichten mit *Cardium Abichii* (Valenciennesiamergel) und jener mit *Dreissena subcarinata* (Faluns) erörtert und gezeigt, dass diese Bildungen einander vollkommen entsprechen; während der unter den Schichten von Kamysch-Burun lagernde Kalkstein von Kertsch ein Uebergangsgebilde zwischen der sarmatischen und pontischen Stufe darstellt, und auch von Sinzow, — der in seiner geologischen Beschreibung Bessarabiens und der angrenzenden Theile des Chersonschen Gouvernements (Materialien zur Geologie Russlands, Bd. XI, russisch) an vielen Stellen ähnliche Bildungen constatirt hat, die zwischen den sarmatischen und pontischen Schichten liegend, ein eigenthümliches Gemisch von Formen enthalten, die beiden Stufen angehören, daneben aber auch viele eigenthümliche Typen aufweisen — als Uebergangsbildung bezeichnet wurde. Andrussow creirte damals zur Bezeichnung dieser Uebergangsbildungen den Namen „vorpontische Stufe“ und meinte, dass dieser Stufe sowohl in Russland, als an vielen Stellen West-Europas ein Zurücktreten des Meeres, ja geradezu eine Erosionsepoche entspreche. Speciell wird eine solche für Oesterreich auf Grund von Angaben angenommen, die Suess über die Gegend westlich vom Neusiedler-See gemacht hat: „In Oesterreich, westlich vom Neusiedler-See ruhen die Congerienschichten in den Thälern, welche in die zweite Mediterranstufe und die sarmatische Stufe eingegraben sind [1])“ und in der von Andrussow, loc. cit. pag. 140 gegebenen, tabellarischen Zusammenstellung finden wir sowohl für die mittlere Krim als für Oesterreich die präpontische Stufe durch eine Erosionsepoche vertreten, während dieselbe im Rhônebecken sowohl die präpontische als die sarmatische Stufe umfasst.

In seiner bereits erwähnten Mittheilung über die Neogenablagerungen Rumäniens (Verhandlungen 1895, Nr. 7) ist Andrussow von dieser Annahme einer präpontischen Erosion in Oesterreich zurückgekommen. Er sagt daselbst (loc. cit. pag. 195): „— eine gründliche Analyse der vorhandenen Literatur zeigt uns, dass in Oesterreich-Ungarn überhaupt keine Unterbrechung in der Ablagerung

[1]) E. Suess: Antlitz der Erde. I, pag. 422.

bei dem Uebergange von den sarmatischen Schichten in die Congerienschichten stattgefunden hat, obwohl an einigen Stellen die letzteren in einer leichten Transgression über älteren Schichten lagern, ganz wie in Russland der Kalkstein von Odessa bald über den mäotischen, bald über den sarmatischen, sogar über älteren Schichten anzutreffen ist. Es lässt sich also meine frühere Erklärung nicht mehr ganz aufrechterhalten". Andrussow verweist dann auf die von ihm durchgeführte Parallele der jungtertiären Gebilde Rumäniens mit jenen der Halbinsel von Kertsch und betont, dass die den Valenciennesia-Schichten von Kertsch entsprechenden Valenciennesia - Schichten Rumäniens an mehreren Stellen (Bustenari, Glodeni etc.) die *Congeria rhomboidea* enthalten. Diese grosse Muschel sei als Leitfossil des *Congeria rhomboidea*-Niveaus Croatiens und Ungarns zu betrachten, welches Neumayr noch mit der mittleren Abtheilung der Congerienschichten des Wiener Beckens, d. h. mit den Schichten mit *Congeria Partschi* und *Melanopsis Vindobonensis* parallelisirte, während die ungarischen Geologen nach und nach zur Ueberzeugung gelangt seien, dass dieses Niveau das höchste Glied der ungarischen Congerienschichten bilde und auf den Schichten liege, die denen von Brunn bei Wien entsprechen.

„Wir dürfen also annehmen," — sagt Andrussow — „dass die tiefsten Congerienschichten Rumäniens den jüngsten Congerienschichten Ungarns entsprechen. Was in Oesterreich tiefer liegt, ist älter und entspricht also nicht dem Odessaer Kalk (pontische Stufe), sondern der mäotischen Stufe."

Demgemäss wurden von Andrussow in der pag. 196 gegebenen Tabelle die Schichten von Brunn als Aequivalent des *Lyrcaea*-Horizontes, der Valenciennesia-Schichten und weissen Mergel von Ungarn, Croatien und Slavonien, sowie der „mäotischen Schichten" von Rumänien, Neurussland und der Halbinsel Kertsch eingestellt. Als Aequivalent des ungarischen *Congeria rhomboidea*-Niveaus, welches dem Kalkstein von Odessa und den Faluns- und Valenciennesiaschichten von Kamysch-Burun entsprechen soll, werden im Wiener Becken der Belvedere-Schotter und (allerdings mit Hinzufügung eines Fragezeichens) die Schichten von Moosbrunn bezeichnet.

Ohne in die heikle Frage einzugehen, ob der Süsswasserkalk von Moosbrunn, dessen Fauna allerdings noch viel zu wenig studirt ist, nicht viel eher dem unteren Theile der Paludinenschichten zu parallelisiren wäre, und ohne der zwischen den Neogengebilden Rumäniens und Südrusslands von Andrussow gezogenen Parallele, welche auch ich für vollkommen richtig erachte, irgend wie nahe zu treten, möchte ich doch auf Grund der oben erörterten Verhältnisse der obersarmatischen Bildungen des Oedenburger Comitates, die von Andrussow für das Wiener Becken durchgeführte Vergleichung in Zweifel ziehen, und die Ueberzeugung aussprechen, dass jene obersarmatische Schichten viel eher als Aquivalent der mäotischen Stufe zu betrachten wären, als die Schichten von Brunn, die ich nach wie vor der pontischen Stufe zurechnen möchte.

Die eigenthümlichen „Zwischenschichten", welche an mehreren Stellen des Wiener Beckens zwischen die sarmatischen und Congerienschichten sich einschalten und eine eigenartige Mischfauna der beiden Stufen enthalten, sind der Aufmerksamkeit der russischen Geologen nicht entgangen. Professor J. Sinzow erörtert diese „Zwischenschichten" in einer sehr interessanten, vor Kurzem veröffentlichten Abhandlung: „Ueber die palaeontologischen Beziehungen des neurussischen Neogen zu den gleichen Schichten Oesterreich-Ungarns und Rumäniens" [1]) und stellt sie den Nubecularienschichten Neurusslands gleich. Sinzow bezieht sich dabei zunächst auf die Beschreibung einer solchen Grenzschicht durch Th. Fuchs in dessen Mittheilung „Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung" [2]), ferner auf die oben besprochenen Vorkommnisse im Steinbruch bei der Station Wiesen-Sigless, welche bereits 1883 durch Professor V. Hilber Erörterung fanden [3]). Wie es scheint, hat Sinzow insbesondere auf das Vorkommen der *Nubecularia* Werth gelegt, als er die fraglichen Schichten des Steinbruches von Wiesen mit der oberen Abtheilung der neurussischen Cerithienschichten parallelisirte. Er trennt die Cerithienschichten Neurusslands in zwei Stufen, in die unteren Ervilien- und in die oberen Nubecularienschichten. Ueber die Fauna dieser Schichten geben ausführliche Versteinerungslisten Auskunft, deren Wiedergabe an dieser Stelle zu weit führen würde; es sei nur bemerkt, dass Sinzow's Liste *A* die charakteristischen Versteinerungen der Ervilienschichten aufzählt, seine Liste *B* die Formen enthält, die tiefer als in den Nubecularienschichten nicht vorkommen und das Verzeichniss *C* diejenigen Formen angibt, welche in den Ervilien- und in den Nubecularienschichten gemeinsam vorkommen. Ich möchte nun zunächst bemerken, dass die Angabe des Vorkommens von *Nubecularia* in der oberen Geröllbank im Steinbruch von Wiesen auf einem Irrthum meinerseits beruht. Ich glaubte, die in den grossen Kalkgeröllen dieser Bank massenhaft auftretenden kleinen, spiral gerollten Kalkschälchen, die sich zumeist nur in undeutlichen, verschiedenartig gestalteten Aufbrüchen dem Auge darstellten, deshalb auf *Nubecularia* beziehen zu sollen, weil sie in der That einige Aehnlichkeit mit den von Karrer und Sinzow in ihrer Schilderung der Kischenewer Nubecularien [4]) gegebenen Abbildungen 20, 21 etc. hatten, und demgemäss wurden die Reste auch von Hilber in seiner oben citirten Mittheilung über den Steinbruch von Wiesen als *Nubecularia* angeführt. F. Karrer, dem später Stücke des angeblichen Nubecularienkalkes eingesandt wurden, erklärte

[1]) In den Denkschriften der neurussischen Gesellschaft. Odessa, XXI. Bd. (russisch mit deutschem Auszug).

[2]) Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens von Theodor Fuchs und Felix Karrer: XXI. Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Jahrb. d. geolog. R.-A. 1875, pag. 21 und 22.

[3]) V. Hilber: Ueber die obersten sarmatischen Schichten des Steinbruches bei der Bahnstation Wiesen im Oedenburger Comitate. Verhandl d. geolog. R.-A. 1883, pag. 28—30.

[4]) F. Karrer und J. Sinzow: Ueber das Auftreten des Foraminiferen-Genus *Nubecularia* im sarmatischen Sande von Kischinew. 74. Bd. der Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss. 1876.

sich jedoch dahin, dass es sich nicht um Foraminiferen, sondern um Serpula-Gehäuse handle; es sind sonach *Spirorbis*-Kalke, welche in den Geröllen der fraglichen Schicht vorliegen.

Ob es möglich ist, innerhalb der sarmatischen Stufe die Ervilienschichten und Nubecularienschichten scharf auseinander zu halten, glaube ich an dieser Stelle nicht weiter erörtern zu sollen, mir scheint dies wenigstens für die österreichischen Vorkommnisse ziemlich schwierig. Ueber das Auftreten der beiden Gruppen in Oesterreich sagt Sinzow:

„Was Oesterreich-Ungarn anbelangt, so trifft man in einigen Theilen desselben, z. B. in Galizien, nur die unteren (Ervilien)-Schichten, und zwar deshalb, weil während der Zeit der Bildung der Nubecularienablagerungen sich diese Gegend schon aus dem Meere in das Festland verwandelte. Im Wiener Becken dagegen, wie man nach den von Th. Fuchs angeführten Thatsachen schliessen kann, unterlag die obere (Nubecularien-)Abtheilung beträchtlichen Auswaschungen. Deutlichere Spuren der oberen Abtheilung zeigen sich bei Wiesen und in Kroatien."

Es sei gestattet, an dieser Stelle im Vorübergehen mit ein paar Worten das von Sinzow angegebene Vorkommen der Nubecularienschichten in Kroatien zu erörtern, da er sich diesbezüglich auf meine eigenen Angaben[1]) beruft. Sinzow sagt: „In Kroatien findet man bei Cravarsco und Hafnerthal in den Schichten, welche unter den Congerienschichten liegen, folgende für die obere (Nubecularien)-Abtheilung charakteristische Versteinerungen: *Cerithium Comperei d'Orb.*, *Cerithium Menestrieri d'Orb.* (*Cer. Pauli R. Hoern.*) und *Cardium Fischerianum d'Oeng.*" Obwohl mir die Identität des *Cer. Pauli* und des *Cer. Menestrieri d'Orb.* wenigstens nach der Abbildung bei d'Orbigny[2]) recht zweifelhaft erscheint, will ich immerhin das Vorkommen von charakteristischen Formen des Nubecularienhorizontes in den betreffenden Schichten zugeben, aber sie liegen bei Hafnerthal (in Steiermark) mit Formen zusammen, welche Sinzow als charakteristische Typen der tieferen Stufe betrachtet, wie *Ervilia podolica Eichw.* (Vergleiche darüber die Mittheilungen aus dem Tagebuch Stur's, loc. cit., pag. 64).

Ueber die Ablagerungen der Nubecularienschichten bei Wiesen sagt Sinzow, der sich diesbezüglich auf Veröffentlichungen von mir, R. Fleischhacker und V. Hilber[3]) bezieht: „Das Conglomerat und Sandstein mit Alpenkalkgeröllen bei Wiesen enthalten folgende Versteinerungen: *Melanopsis impressa*, *Congeria cf. triangularis*, *Nubecularia*, *Pholas cf. pusilla Nordm.*, *Tapes gregaria*, *Mactra podolica M. Hoern.*, *Modiola volhynica* und *Modiola marginata*".

[1]) R. Hoernes: Tertiärstudien VI., Jahrbuch d. k. k. geolog. R.-A. 1875, pag. 63.

[2]) Les steppes de la mer caspienne (Voy. par X. Hommaire de Hell. Paléontologie pl. IV. Fig. 6.

[3]) R. Hoernes: Ein Beitrag zur Kenntniss der sarmatischen Ablagerungen von Wiesen im Oedenburger Comitate. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1878, pag. 98; Robert Fleischhacker: Ueber neogene Cardien, ibid. pag. 402; Vincenz Hilber: Ueber die obersten sarmatischen Schichten des Steinbruches bei der Bahnstation Wiesen im Oedenburger Comitate. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 28.

Dass diese Geröllschicht, in welcher übrigens die von Sinzow aufgezählten Conchylien nicht insgesammt vergesellschaftet sind, wie aus den oben gemachten genauen Angaben über den Steinbruch bei der Südbahnstation Wiesen ersichtlich ist, nicht dem Nubecularienniveau Sinzow's, sondern wie mir ungleich wahrscheinlicher dünkt, der mäotischen Stufe Andrussow's zu parallelisiren ist, scheint mir aus zwei Beweisgründen hervorzugehen:

1. Der charakteristischen Mischung sarmatischer und pontischer Conchylien;

2. der Unterbrechung in der marinen Sedimentation und der Einschwemmung vom Lande her, welche sich in der Ablagerung grösserer Geschiebe von Quarz und Alpenkalk neben dem Materiale zerstörter sarmatischer Schichten (*Spirorbis*- und Bryozoenkalke) kundgibt.

Die ersterwähnte Eigenthümlichkeit der in Rede stehenden Ablagerung lässt sich noch an manchen Stellen des Oedenburger Comitates ersehen, so insbesondere bei Zemendorf, woher die von mir oben beschriebenen Varietäten der *Melanopsis impressa* und *Hydrobia Sopronensis* stammen; dann an einer weiteren, zwischen den Stationen Sauerbrunn und Wiesen der Südbahn gelegenen Stelle, die ich gleichfalls untersuchte, die jedoch minder gut aufgeschlossen ist. Es hat aber auch L. Roth von Telegd an anderen Stellen ähnliche Wahrnehmungen gemacht, die ich seinerzeit in Zweifel gezogen habe, aber jetzt für richtig erachte. Roth v. Telegd sagt im Auszug eines Berichtes über seine Aufnahmen im Oedenburger Comitat 1877 [1]):

„Bei Drassburg überlagern die pontischen Schichten als Conglomeratbänke mit Sand und Schotter wechsellagernd, die sarmatischen Schichten. Neben reichlichem Vorkommen von *Melanopsis Martiniana* finden sich hier auch untergeordnet sarmatische Formen eingemengt. Das Gleiche beobachtet man in einem Steinbruche östlich von Klingenbach, wo in einer Sandablagerung unmittelbar unter einer Conglomeratbank *Melan. Martiniana*, *Trochus podolicus*, *Cong. triangularis* und *Cerithium disjunctum* zusammen vorkommen. Nicht weit davon zeigen sich in den Schichten neben *Melanopsis*, *Congeria* und *Cardium* auch Foraminiferen eingeschwemmt. Die hier zu Tage tretenden Schichten kann man als den Gegenflügel der entsprechenden Schichten des „Föllig"-Berges betrachten, der sich SW bei Gross-Höflein aus der Ebene erhebt. Auch hier bestehen die Schichten aus kalkigem Sand, Schotter und dicken Conglomeratbänken überwiegend mit *Melan. Martiniana*; ganz untergeordnet findet man auch hier sarmatische Formen und Nulliporen eingemengt."

Ich habe diese Angaben in der bereits mehrfach erwähnten, im Jahre 1878 veröffentlichten Mittheilung über die sarmatischen Schichten von Wiesen dahin zu deuten versucht, dass die sarmatischen Formen ebenso wie die am Fölligberg vorkommenden Nulliporen in die pontischen Schichten eingeschwemmt worden seien [2]). Ich möchte diese Vermuthung heute nicht aufrecht erhalten, sondern glauben, dass es sich an den von Roth erörterten Punkten um ähnliche Zwischen-

[1]) Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1878, pag. 20.
[2]) Ebendaselbst pag. 100.

bildungen handelt, die der mäotischen Stufe angehören dürften. Auffallend bleibt allerdings, dass neben den sarmatischen Conchylien von Roth immer *Melanopsis Martiniana* und nicht *Melanopsis impressa* genannt wird. Da beide Formen so nahe verwandt sind, kann allerdings leicht eine Verwechslung vorkommen, sollte es sich aber um Schichten mit der echten *Mel. Martiniana* handeln, dann würde allerdings die Vermuthung, dass die sarmatischen mit vorkommenden Conchylien auf secundärer Lagerstätte ruhen, an Wahrscheinlichkeit gewinnen. Jedenfalls wird es nöthig sein, die betreffenden Fundpunkte einer neuerlichen Untersuchung zu unterziehen.

Als zweites Argument für die Gleichstellung der besprochenen Bildungen des Oedenburger Comitates mit einer pontisch-sarmatischen Mischfauna und der mäotischen Stufe Andrussow's wurde die in der marinen Sedimentation eingetretene Unterbrechung bezeichnet. Man könnte in der That zurückgreifen auf die früher von Andrussow ausgesprochene Ansicht, dass die mäotische Stufe in Oesterreich einer Erosionsepoche entspreche. Zur Stütze dieser Ansicht hat Andrussow seinerzeit[1]) darauf hingewiesen, dass die „Uebergangsschichten" zwischen der sarmatischen und pontischen Stufe, die er damals als „präpontisch" und heute als „mäotisch" bezeichnet, nicht überall in Südrussland auftreten. Es gibt vielmehr Stellen, wo sie fehlen und wo pontische Schichten unmittelbar auf den sarmatischen ruhen: „So liegt z. B. gelber Steppenkalk mit *Dreissena rostriformis, Vivipara achatinoides* etc. zwischen Aitugan und Bescharak in der mittleren Krim auf dem sarmatischen Nubecularienkalk. Aehnliche Verhältnisse beobachtet man auch bei Aibar, Sarybasch und anderen Orten der westlichen Krim Bei dem Dorfe Koutschen in der südlichen Hälfte der Halbinsel Kertsch liegen die horizontal abgelagerten Eisenerzschichten mit *Cardium acardo* auf den stark aufgerichteten sarmatischen Schichten". Auf Grund dieser Erscheinungen finden wir denn auch in der von Andrussow gegebenen, zusammenfassenden Tabelle[2]) für die mittlere Krim die Angabe einer Erosion zur vorpontischen Zeit, ebenso wie eine solche für Oesterreich eingesetzt wird. „Diese Erscheinungen" — sagt Andrussow — „beweisen nur, dass in der Zwischenzeit zwischen der sarmatischen und der pontischen Epoche das Meer im nördlichen Pontusgebiet stark zurückgetreten ist und dass die Gewässer der pontischen Epoche grössere Flächen einnahmen, als die der Zwischenzeit. In Folge dessen sind in der Zwischenzeit einige früher unter dem Wasser gewesene Theile festes Land und der Erosion unterworfen gewesen, während an anderen Stellen sich Schichten bildeten mit einer gemischten Fauna, wie in Bessarabien, bei Odessa, bei Kertsch etc. Dieselben Verhältnisse herrschten auch in dieser Zeit im westlichen Europa. Auch hier muss man die Epoche zwischen der pontischen und sarmatischen Stufe als die Epoche eines sehr bedeutenden Rückganges des Meeres bezeichnen, was auch zum Theil in den Erosionserscheinungen sich abspiegelte, während an anderen Orten eine ununterbrochene Bildung der Sedimente stattfand.

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1886, pag. 136.

[2]) Loc. cit., pag. 140.

Ich halte diese Ausführungen Andrussow's auch heute noch für richtig, wenn sie auch später von ihm selbst zu Gunsten einer ihm einfacher scheinenden Erklärung insoferne zurückgezogen worden sind, als er eine continuirliche Sedimentation in den jungtertiären Bildungen Oesterreichs annahm und das Aequivalent seiner mäotischen Stufe in den Tegelgebilden von Brunn mit *Congeria subglobosa* erblicken wollte. Es mag vielleicht bedenklich scheinen, die Ausführungen Suess's über die Bedeutung eustatischer Bewegungen [1]) für die chronologische Gliederung auf Binnengewässer vom Charakter des sarmatischen Meeres anzuwenden, es scheint mir aber, dass der Gleichartigkeit der Erscheinung in der Krim und in Oesterreich mit sehr grosser Wahrscheinlichkeit gleiche Ursache und desshalb auch Gleichzeitigkeit zugeschrieben wurden darf. In diesem Sinne könnte die Geröllbank des Steinbruches von Wiesen mit den eingeschwemmten fluviatilen Geschieben, den Melanopsiden und Congerien als Anzeichen der Gleichzeitigkeit der betreffenden Ablagerungen und der mäotischen Stufe aufgeführt werden.

Ich möchte hier noch auf eine Thatsache besonderes Gewicht legen. In der mehrerwähnten Geröllbank lagern, neben vom Lande her stammenden Geschieben von älteren Kalken und Flusskieseln auch grosse Gerölle von sarmatischen Gesteinen, von Serpula- und Bryozoenkalk. Solche Gesteine sind anstehend bis nun in der Umgebung des Fundortes nicht bekannt, sie rühren her von zerstörten sarmatischen Bildungen und bekunden dadurch, dass die Episode des Rückzuges des sarmatischen Meeres mit ziemlichen Zerstörungen der sarmatischen Schichten selbst verbunden war. Man könnte annehmen, dass diese Serpula- und Bryozoenkalke von einer (etwa der Nubecularienstufe Sinzow's entsprechenden) früher im Wiener Becken in grösserer Ausdehnung vorhandenen, jüngeren Abtheilung der sarmatischen Ablagerungen herrühre, welche zur präpontischen oder mäotischen Zeit fast gänzlich zerstört wurde und heute nur mehr in einzelnen Geröllstücken ihre einstige Anwesenheit verrathe. Ich möchte nicht so weit gehen. Die fremdartig aussehenden Spirorbis- und Bryozoenkalke werden wahrscheinlich keinem besonderen Niveau sondern vielmehr einer localen Bildung entstammen; es wird dies auch in hohem Grade wahrscheinlich gemacht durch die trefflichen Schilderungen, welche wir über die Faciesverhältnisse in den sarmatischen Schichten Podoliens durch L. Teisseyre erhalten haben [2]). Teisseyre hat gezeigt, dass sich der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoenriff darstellt, welches neben den normalen sarmatischen Schichten im selben Niveau auftritt. Die von Teisseyre veröffentlichten Profile [3]) lassen über den Parallelismus der verschiedenen sarmatischen Faciesgebilde keinen Zweifel, sie zeigen das unmittelbare Aufsitzen des Pleuroporenkalksteines auf den „Kaiserwalder Schichten" und die Anlagerung der

---

[1]) E. Suess: Antlitz der Erde, II, 14. Abschn.: Die Meere.

[2]) Teisseyre: Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoenriff. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 299.

[3]) Jahrb., loc. cit., pag. 305.

sarmatischen Sande an den offenbar gleichzeitig gebildeten Bryozoenkalk. Die Gleichzeitigkeit beider Bildungen hat V. Hilber in seinen geologischen Studien in den ostgalizischen Miocängebieten an mehreren Stellen hervorgehoben [1]) und sich für die von Barbot de Marny schon 1866 [2]) erkannte Riffnatur der Bryozoenkalke Podoliens ausgesprochen.

Ich möchte dementsprechend annehmen, dass die Spirorbis- und Bryozoenkalke, deren Gerölle in der als „mäotisch" betrachteten Schichte des Steinbruches bei der Station Wiesen auftreten, nicht von einem weiter ausgedehnten, nunmehr bis auf jene Spuren gänzlich zerstörten, oberen Complex der sarmatischen Schichten herrühren, sondern lediglich von einer localen Entwicklung der Rifffacies, die ganz beschränkt sein konnte.

Ist die Auffassung, welche Andrussow seinerzeit über die Vertretung der mäotischen Schichten in Oesterreich aussprach, und die ich heute als die richtige anerkennen möchte, dass diese Stufe einem Rückzug oder tieferen Stand des sarmatischen Meeres entspricht, mit den Thatsachen in Uebereinstimmung, so wird es wohl an vielen Stellen möglich sein, dafür Beweise zu erbringen.

Allerdings wäre zunächst ein augenfälliger Widerspruch für Galizien anzuführen, wenn die Angaben, welche St. Olszewski über seine „zweite marine Bildung" im Hangenden der sarmatischen Ablagerungen macht [3]), den Thatsachen entsprechen würden. In diesem Falle hätten wir an der oberen Grenze der sarmatischen Stufe eine intensive positive Bewegung des Meeres anzunehmen; ich glaube aber nach dem, was von H. Wolf [4]), V. Hilber [5]) und L. Teisseyre [6]) über das Vorkommen mediterraner Conchylien theils an der Basis der sarmatischen Schichten in Grenzbildungen, theils in den sarmatischen Schichten selbst aber auf secundärer Lagerstätte dargelegt worden ist, nicht weiter auf Olszewski's „übersarmatische Schichten" zurückkommen zu sollen.

Hingegen scheinen, wenn die im Gouvernement Baku und an der Ostküste des kaspischen Meeres auftretenden Aktschagylschichten Andrussow's wirklich als Aequivalente seiner mäotischen Stufe zu betrachten sind, die Ablagerungen dieser Stufe im Gebiete des kaspischen Meeres transgredirend und discordant auf älteren Bildungen zu ruhen [7]). So liegen am Bergpasse Kukdschul

[1]) V. Hilber: Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1882, pag. 278, 280 und 309.

[2]) Barbot de Marny: Ueber die jüngeren Ablagerungen des südlichen Russlands. Sitzungsberichte d. kais. Akademie, 53. Bd.

[3]) Stanislaus Olszewski: Kurze Schilderung des Tarnopoler Kreises und des Zbruczthales in Galizien. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 89; ferner in einer polnischen Arbeit im Berichte der physiogn. Comm. in Krakau 1876, deren Inhalt von Hilber auszugsweise wiedergegeben wird.

[4]) Heinrich Wolf: Die Gebiete am Gnieszna- und Gnilabache und am Zbrucz. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 299—300.

[5]) V. Hilber: Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 311—314.

[6]) L. Teisseyre: Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 311, 312.

[7]) N. Andrussow: Bericht über die im Sommer 1895 im Gouvernement Baku und an der Ostküste des kaspischen Meeres ausgeführten geologischen Unter-

im transkaspischen Gebiete die Aktschagylschichten mit *Mactra karabugasica Andr.* und verschiedenen Cardien unmittelbar auf steil aufgerichteten mesozoischen (jurassischen?) Schichten.

III. Die Relictennatur der Fauna des Baikalsees.

Bekanntlich ist seit langer Zeit darauf hingewiesen worden, dass im Baikalsee Thiere leben, welche sonst den Binnengewässern fremd sind und deren isolirtes Vorkommen nur durch einstigen Zusammenhang jenes Binnensees mit dem Meere erklärbar sei. Die Auffassung des Baikalsees als Relictensee stützt sich hauptsächlich auf die diesbezüglich von A. v. Humboldt (Kosmos IV) ausgesprochenen Ansichten, die auch O. Peschel in seinen neuen Problemen der vergleichenden Erdkunde vertrat. In neuerer Zeit hat insbesondere R. Credner in seiner Monographie der Relictenseen [1]) auf Grund der Darstellungen Czerski's, die Relictennatur des Baikalsees in Abrede gestellt. Credner sucht im zweiten Theile dieser Monographie „Ueber die Kennzeichen und die Entstehungsart der echten Relictenseen" aus der geologischen Geschichte des Baikalsees den Nachweis zu führen, dass derselbe niemals mit dem Meere in Zusammenhang gestanden hat. Dies gelte namentlich auch für die spätere Tertiär- und Diluvialzeit, während welcher eine Meeresbedeckung der sibirischen Abdachung Centralasiens als erwiesen galt, auf deren Rückzug speciell die Umgestaltung des Baikalfjords zu dem jetzigen Binnensee zurückgeführt zu werden pflegte. Indessen hätten die in neuerer Zeit angestellten umfangreichen geologischen Untersuchungen im Gebiete der Lena und des Witim, des Jenissei und der Angara, ebenso wie südöstlich vom Baikalsee im Gebiete des Amur und seiner dortigen Zuflüsse nirgends marine, überall nur Süsswasserablagerungen festgestellt [2]). An früherer Stelle [3]) versucht Credner auch die Relictennatur der Baikalfauna zu widerlegen. Besonderes Gewicht legt Credner darauf, dass dem Auftreten des Seehundes im Baikalsee nicht jene Bedeutung zukomme, welche ihm von den Verfechtern der Relictennatur zugeschrieben wird. Er macht insbesondere auf die Wanderungen von *Phoca* in Flüssen aufmerksam und führt dafür eine grosse Zahl von Beispielen an, die indess meiner Ansicht nach wenig beweisen, denn der Seehund des Baikalsees (zuerst von John Bell im Jahre 1763 erwähnt und von Steller 1774 und Schreber 1776 näher beschrieben) wird von Pallas mit Unrecht mit *Callocephalus vitulinus* vereinigt und von Radde als *Phoca annellata* beschrieben — er ist vielmehr, wie B. Dybowski gezeigt hat, eine eigene Form, welche in mehrfacher Beziehung von *Phoca annellata* verschieden ist, und welche B. Dybowski als *Phoca bai-*

suchungen (russisch mit deutschem Auszug); vergl. auch N. Andrussow: „Ein kurzer Bericht über die im Jahre 1887 im transkaspischen Gebiet ausgeführten geologischen Untersuchungen. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 265.

[1]) Ergänzungshefte 86 und 89 zu Petermann's Mittheilungen (siehe daselbst auch die ausführlichen Angaben über die Literatur des Baikalsees).

[2]) Ergänzungsheft 89, pag. 26.

[3]) Ergänzungsheft 86, pag. 59—61, sowie 87—98.

callensis beschrieb; ebenso wie auch die *Phoca* des kaspischen Meeres weder mit *Phoca vitulina* noch mit *Phoca annellata* ident ist, sondern gleichfalls eine eigene Art: *Phoca caspica Nilsson* darstellt. Ich glaube nun, dass diese beiden *Phoca*-Arten keineswegs auf dem Wege der Flusswanderung in die heute isolirten Binnenseen gelangt sind und sich dort in relativ kurzer Zeit so weit veränderten, dass sie nicht mehr mit ihren Stammformen identificirt werden können, sondern dass sie herzuleiten sind von den *Phoca*-Formen des sarmatisch-pontischen Meeres, als dessen Dependenz der Kaspisee heute unzweifelhaft gilt, während die Relictennatur der Baikalfauna, die allerdings noch in neuerer Zeit durch Autoritäten, wie Neumayr[1]) und Ochsenius[2]) vertreten wurde, von Credner in Abrede gestellt wird. Gerne will ich indess zugeben, dass den Seehunden, wie auch gewissen Fischen von marinem Typus, die im Baikalsee leben (*Comephorus baicalensis Dyb.*, *Cottus quadricornis L.*, *Salmo migratorius Pallas*), nicht jene absolute Beweiskraft zukommt, welche ihnen von manchen Autoren zugeschrieben wird. Eine solche muss ich hingegen entschieden den Spongien des Baikalsees zuerkennen, welche durch W. Dybowski näher untersucht worden sind. Sie besitzen nicht blos im äusseren Ansehen die grösste Aehnlichkeit mit Meeresschwämmen, sondern stimmen auch im feineren Bau und in der Gestalt ihrer Kieselgebilde vollkommen überein. Insbesondere ist in dieser Hinsicht *Lubomirskia baicalensis Dyb. = Spongia baicalensis Pallas* hervorzuheben, welche vollkommen übereinstimmend von Benedikt Dybowski am Strande der Behrings- und Kupferinseln entdeckt wurde. W. Dybowski betrachtet daher diesen Baikalschwamm mit Recht als eine echte Relictenform, deren ursprünglicher und eigentlicher Wohnort das Behringsmeer oder die See überhaupt sei. Auch die von E. Grube untersuchten Planarien des Baikalsees scheinen mehr an marine als an Süsswasserformen zu erinnern.

Unter den Mollusken des Baikalsees wären nach Credner ebensowenig wie unter den Crustaceen dieses Binnensees Formen vorhanden, welche an marine Typen gemahnen. Die Molluskenfauna des Baikalsees, die uns insbesondere durch die Monographie W. Dybowski's über die Gastropodenfauna des Baikals genau bekannt ist, stellt sich als eine überaus eigenthümliche dar. Von den 25 Arten, welche Dybowski aufzählt, ist bis jetzt, wie er hervorhebt, aus anderen Welttheilen keine einzige, aus anderen Gegenden Sibiriens sind nur drei (*Benedictia limnaeoides Schrenck*, *Ancylus sibiricus Gerstfeldt*, *Limnorea angarensis Gerstfeldt*) bekannt geworden. Die 25 Arten des Baikalsees, womit die Zahl der Arten gewiss noch nicht vollständig angegeben ist, zeichnen sich in ihrem allgemeinen Habitus vor allen, aus anderen Welttheilen bis jetzt bekannten Arten so sehr aus, dass man die baikalische Gastropodenfauna als eine sehr eigen-

[1]) M. Neumayr: Erdgeschichte, Bd. I, 1886, pag. 513.

[2]) C. Ochsenius, in seiner Mittheilung über das Alter einiger Theile der südamerikanischen Anden. Zeitschrift d. deutschen geologischen Gesellsch. Bd. 38, 1886, pag. 767. — Ochsenius ist jedenfalls im Irrthum, wenn er meint, dass nur die *Phoca* die Isolirung des einstigen Meerestheiles überdauert hätte, während alle übrigen Repräsentanten der marinen Fauna zu Grunde gingen.

thümliche ansehen muss. „Es ist dies um so auffallender, da die Mollusken der kleinen, von dem Baikalsee nicht sehr entfernten Süsswasserbassins (wie kleine Teiche, Tümpel, Gräben etc.) ganz den europäischen Charakter besitzen, abgesehen von geringen, local bedingten Unterschieden.“ Diesen Worten Dybowski's möchte ich zunächst die Aeusserung eines genauen Kenners der osteuropäischen jungtertiären Binnenbildungen und ihrer Faunen gegenüberstellen. Th. Fuchs sagt an einer Stelle [1]), welche leider der Beachtung Credner's entgangen ist, über die Molluskenfauna des Baikalsees wörtlich: „Die vor Kurzem durch Dybowski und Gerstfeld bekannt gewordene wunderbare Molluskenfauna des Baikalsees, die so vollständig von der palaearktischen Fauna abweicht und so zahlreiche Beziehungen zu den Süsswasserformen unserer Congerienschichten erkennen lässt, liess sich rationeller Weise nur als ein äusserster nördlicher Vorposten einer reichen Welt eigenartiger Binnenmollusken betrachten, welche die süssen Gewässer der südlich und östlich davon gelegenen Gebiete bevölkern musste.“ Indem ich der, hier durch gesperrten Druck hervorgehobenen Ansicht Fuchs' über die nahe Verwandtschaft der Fauna unserer pontischen Schichten und der im Baikalsee lebenden Formen beipflichte, glaube ich sie durch den Hinweis auf weitere verwandte, in den sarmatischen Schichten vorkommende Formen (*Hydrobia* an *Liobaicalia Sopronensis*, *Mohrensternia* an *Ligea inflata* und *angulata*) noch mehr gestützt zu haben. Neumayr's Ausspruch (Erdgeschichte I, p. 513): „Wenn wir im Kaspisee Seehunde, Meeresfische und einzelne Meeresmuscheln, wie *Cardium edule, Venus gallina* etc. finden, wenn der Baikalsee ebenfalls Seehunde und eine überaus reiche Krebsfauna mit verschiedenen marinen Typen beherbergt, so werden wir mit Recht aus diesen „Relicten“ schliessen dürfen, dass diese Becken einst mit dem Meere im Zusammenhange waren, und dass jene Formen Ueberbleibsel der ursprünglichen marinen Fauna sind, die sich in diesen „Relictenseen“ bis auf den heutigen Tag erhalten“, erscheint daher in der Hauptsache vollkommen richtig.

Es kann heute nicht mehr daran gezweifelt werden, dass die charakteristischen Elemente der Baikalseefauna die Relictennatur derselben klarstellen; es kann aber auch nicht behauptet werden, dass der Baikalsee, so wie er sich gegenwärtig darstellt, ein einfacher Relictensee, ein abgetrennter Theil des Meeres sei. So einfach liegt die Sache nicht. Die ältere Auffassung von der Relictennatur des Baikalsees, den Humboldt als ein Residuum des nordischen Meeres betrachtete, kann selbstverständlich heute aus faunistischen und geologischen Gründen nicht mehr Gegenstand der Discussion sein, denn die Relictenfauna des Baikalsees steht keineswegs in näherem Zusammenhang mit der heute an den Nordküsten Sibiriens lebenden Fauna, sie weist vielmehr, ebenso wie die Relictenfauna des Kaspisees, auf den einstigen Zusammenhang mit jenem Binnenmeer

[1]) Th. Fuchs: Ueber die lebenden Analoga der jungtertiären Paludinenschichten und der *Melanopsis*-Mergel Südosteuropas. Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 298.

hin, in welchem die Ablagerungen der sarmatischen, mäotischen, pontischen und jüngeren Gebilde der aralokaspischen Gegend stattgefunden haben.

Geologische Argumente scheinen allerdings sowohl gegen die einstige Verbindung des Baikalsees mit dem Nordmeer, wie gegen den Zusammenhang mit dem jungtertiären Binnenmeer des aralokaspischen Gebietes zu sprechen. Rudolf Credner, der im ersten Theile seiner Monographie über die Relictenseen, welcher die Beweise für den marinen Ursprung der als Relictenseen bezeichneten Binnengewässer behandelt, die Relictennatur der Baikalfauna in Abrede stellt, sucht im zweiten Theile den Nachweis zu erbringen, dass der Baikalsee mit dem Meere niemals im Zusammenhang gestanden habe. Er stützt sich dabei im Wesentlichen auf die Ergebnisse der geologischen Durchforschung Sibiriens durch die russischen Geologen, zumal auf die specielle Untersuchung des Baikalgebietes durch Czerski. Die Gebirge, welche das Baikalbecken umranden, werden von archäischen Gesteinen gebildet, denen discordant silurische Schichten aufruhen, über welchen im Norden und Westen des Sees Devonbildungen folgen. Die letzteren sollen die letzten marinen Sedimente des ganzen Gebietes darstellen. Credner citirt den Ausspruch Nikitin's: „Nach dem Zurücktreten des devonischen Meeres wurden weder das Baikalgebiet, noch auch das hohe sibirische Plateau, sowie der grösste Theil Ostsibiriens jemals wieder vom Meere bedeckt“; er verweist darauf, dass in den auf die Devonformation folgenden Erdperioden nur Süsswasserablagerungen, solche aber in grosser Ausdehnung und Häufigkeit auftreten, und solche Ablagerungen jurassischen Alters für die Bestimmung des relativen Alters des jetzigen Seebeckens von Wichtigkeit seien, da diese heute zu beiden Seiten des Sees am Südwestende auftretenden, aber früher zusammenhängenden Bildungen erst in nachjurassischer Zeit durch die Austiefung des jetzigen Beckens getrennt wurden. „Die Entstehung des letzteren wird von Czerski namentlich auf Erosionsprocesse und nach und nach vollzogene Vertiefung mehrerer bereits seit silurischen Zeiten bestehender Längsthäler zurückgeführt. Zugleich aber lässt der ausserordentlich steile Absturz der Beckenwandungen unter dem Seespiegel, lässt ferner das Auftreten vulkanischer Bildungen im Selengagebiete sowohl, wie in dem früher mit dem Baikal zusammenhängenden Irkutthale nordwestlich von Kamar-daban, sowie endlich das häufige Vorkommen ausserordentlich heftiger Erdbeben auf Spaltenbildungen und Einbrüche als bei der allmählichen Herausbildung des jetzigen Beckens mitbetheiligt schliessen.“ Bezüglich der letzteren Anschauung wird insbesondere auf die Erweiterung des Sees bei dem grossen Erdbeben vom 12. Januar 1862 verwiesen[1]). „Derartige Ereignisse mögen trotz seines vermuthlich hohen Alters das Bestehenbleiben des Sees während lange andauernder Erdperioden bedingt haben, zumal derselbe schon durch seine dem Adriatischen Meere fast gleichstehende Längenausdehnung, sowie durch seine gewaltige Tiefe vor einer raschen Zuschüttung hinreichend geschützt war.“

[1]) E. Suess: Antlitz der Erde I, S. 44.

Ich möchte an der Richtigkeit dieser Ausführungen keinerlei Zweifel äussern, sondern nur betonen, dass die geologische Geschichte des Baikalsees, soweit sie bis nun feststeht, noch nicht unwiderleglich darthut, dass dieser See, wie Credner meint, trotz seines hohen Alters mit dem Meere niemals in Verbindung gestanden hat. Dies gelte nach Credner insbesonders für die jüngere Tertiär- und Diluvialzeit, da die geologischen Untersuchungen im Gebiete der Lena und des Witim, des Jenissei und der Angara, ebenso wie südöstlich vom Baikalsee im Gebiete des Amur nirgends marine, überall nur Süsswasserablagerungen festgestellt hätten, während jungmarine Bildungen nach den Untersuchungen Czekanowski's, Schmidt's und Lopatin's erst weit im Norden, jenseits $67^{1}/_{2}^{0}$ n. B. sich fänden. „Die Feststellung der unzweifelhaft rein festländischen Entstehung", sagt Credner, der sich diesbezüglich auch auf die übereinstimmende Ansicht Fr. Schmidt's[1]) beruft — „also der echten Binnenseenatur des Baikalbeckens unterstützt in besonders lehrreicher Weise, die im ersten Theile dieser Arbeit entwickelte Anschauung über die Unzuverlässigkeit und Trüglichkeit jener marinen Merkmale, nämlich der fjordartigen Gestalt, der negativen Sohlenhöhe von Seebecken, vorzüglich aber des Auftretens mariner Thierformen, welchen man nach dem Vorgange O. Peschel's vielfach eine so hohe, ausschlaggebende Bedeutung als Argumenten für die frühere Meereszugehörigkeit jetziger Binnenseen zugeschrieben hat. Denn gerade bei dem Baikalsee treten jene morphologischen Eigenschaften, namentlich in Gestalt und Tiefe, besonders scharf ausgeprägt hervor, und erschien die Gegenwart mariner Bewohner, speciell des Seehundes, in dem vom Meere so weit entfernten See früher besonders beweisend für die Relictennatur des letzteren."

Es scheint mir nun, als ob die heute bekannten Thatsachen diese Ansicht Credner's nicht in vollem Umfange bestätigen. Ich möchte keineswegs die Ergebnisse der geologischen Untersuchungen Czerski's über das Baikalgebiet oder das von den russischen Forschern behauptete Fehlen jüngerer Meeresablagerungen in grossen Strecken Ostsibiriens in Zweifel ziehen; wenn auch, wie ja oft betont worden ist, das anscheinende Fehlen einer Ablagerung oder einer ganzen Reihe von solchen mit einer gewissen Vorsicht theoretischen Erörterungen zu Grunde gelegt werden muss — es scheint mir nur, dass den eigenthümlichen Elementen der Baikalfauna, und zwar insbesondere den Mollusken, Schwämmen, Würmern in noch höherem Grade, als den Fischen und Seehunden denn doch noch immer einige Beweiskraft im Sinne der Anschauungen A. v. Humboldt's und O. Peschel's innewohne.

Die Baikalfauna kann recht gut ein Ueberbleibsel der einstigen jungtertiären sarmatisch-pontischen Binnenmeerfauna sein, wenn auch der See, in dem sie heute lebt, kaum als ein unmittelbares Residuum

---

[1]) Fr. Schmidt: Vortrag über den Stand der Kenntnisse von den Sedimentärformationen in Ostsibirien in der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft vom 4. August 1875, Zeitschrift d. D. g. G. 27. Bd., pag. 718. Ferner: Briefliche Mittheilung an F. v. Richthofen, Zeitschrift d. Deutschen geol. Ges. 29. Bd. 1877, pag. 831.

des betreffenden Meeres betrachtet werden kann. Man hat eben, wie Prof. A. Penck in der Discussion anlässlich meines Vortrages über Relictenseen, in der geographischen Abtheilung der 66. Versammlung Deutscher Naturforscher und Aerzte in Wien 1894 sehr richtig bemerkte, zwischen Relictenfauna und Relictensee scharf zu unterscheiden. Wenn auch der Relictencharakter der Fauna des Baikalsees kaum angezweifelt werden kann, so ist damit noch der See selbst keineswegs als Relictensee erwiesen, im Gegentheil, die geologische Geschichte des Sees macht dies zum Mindesten recht unwahrscheinlich. Ich möchte deshalb annehmen, dass der Baikalsee seine eigenartige Bevölkerung grossentheils durch Einwanderung, aber nicht von dem Nordmeere, sondern von dem grossen jungtertiären Binnenmeere her erhalten hat, wenn er vielleicht auch nicht unmittelbar mit diesem Binnenmeere in Verbindung stand. Auch das letztere scheint mir aber trotz den bisherigen Ergebnissen der geologischen Durchforschung Ostsibiriens zwar sehr unwahrscheinlich, aber doch noch nicht vollkommen ausgeschlossen.

(Zusatz während des Druckes.)

Durch Herrn Dr. Alexander Bittner, welchem ich hiefür zu bestem Dank verpflichtet bin, werde ich auf einige in seiner Abhandlung über die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor (Jahrbuch der k. k. geolog. R.-A. 1884) beschriebene Formen aufmerksam gemacht, welche mit Baikal-Gastropoden grosse Aehnlichkeit besitzen. Es sind dies: *Hydrobia* (*Godlewskia?*) *sp.* (loc. cit. pag. 513) und *Valvata* (?) *Rothleitneri Bittn.* (loc. cit. pag. 515, Taf. X, Fig. 15). Von der ersteren Form, die Bittner wegen ihrer mangelhaften Erhaltung nicht abgebildet hat, bemerkt er, dass sie in ihrer Gesammtgestalt ausserordentlich der Gattung *Godlewskia* des Baikalsees, speciell der typischen Form dieser Gattung, *G. turriformis Dyb.* (vergl. Crosse und Fischer im Journ. de Conch., XXVII, pag. 145, T. IV, Fig. 5) gleiche, da sie auch die eigenthümlichen, schwachen und unregelmässig vertheilten Wülste, beziehungsweise alten Mundränder besitze, wie die citirte Art. Bei der Schilderung der *Valvata Rothleitneri* wird von Bittner auf die ähnlich sculpturirte *Valvata Baikalensis Gerstf.* deshalb hingewiesen, weil auch andere Beziehungen zwischen beiden Faunen zu bestehen scheinen.

Indem ich diese Hinweise nachtrage, welche gewiss geeignet sind, die Beziehungen der Mollusken des Baikalsees zu tertiären europäischen Formen weiter zu beleuchten, möchte ich mir erlauben, noch eine weitere ergänzende Bemerkung beizufügen, welche sich auf die Entdeckung der Zemendorfer Sande mit der von mir geschilderten sarmatisch-pontischen Misch-Fauna bezieht. Diese Entdeckung wurde von Herrn Dr. Franz Eduard Suess gemacht, welchem ich die Angabe des in den Weingärten zwischen Walbersdorf und Zemendorf befindlichen Fundortes verdanke. R. H.

Die Klippe von St. Veit bei Wien.

Von Dr. Egbert Wilh. Ritter v. Hochstetter.

Mit einer lithographischen Tafel (Nr. III) und drei Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Das dieser Arbeit zu Grunde liegende Materiale entstammt theils den Sammlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt und des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, theils dem geologischen und palaeontologischen Institute der k. k. Universität, sowie auch der geologischen Sammlung der k. k. technischen Hochschule in Wien und erreichte in Gesammtheit die stattliche Ziffer von beiläufig 400 Stücken. Es sei mir gestattet, für die bereitwillige Herausgabe dieses reichen Materiales, welches auch noch durch eigene Funde an Ort und Stelle vermehrt wurde, den hochverehrten Leitern der erwähnten Anstalten, und zwar den Herren Hofrath Dr. Guido Stache, Director Theodor Fuchs, Professor Eduard Suess, Professor Dr. Wilhelm Waagen und Hofrath Franz Toula an dieser Stelle meinen besten Dank auszusprechen. Zu ganz besonderem Danke fühle ich mich überdies noch meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Wilhelm Waagen, dafür verpflichtet, dass er mir nicht nur die erste Anregung zur Uebernahme dieser Arbeit gegeben hat, sondern mich auch während der Ausführung derselben mit seinem werthvollen Rathe stets auf das Freundlichste unterstützte.

Einleitung.

Fünf Kilometer westlich von Wien, im Süden der Ortschaft Ober-St. Veit [1]), erheben sich aus dem in sanftwelligen Hängen

[1]) Das ganze in dieser Abhandlung besprochene Gebiet liegt zwar seit der durch die Einverleibung der Vororte erfolgten Vergrösserung der Gemeinde Wien innerhalb der Grenzen des XIII. Bezirkes (Hietzing) der Stadt Wien, dennoch behalte ich die gewohnte und in Anbetracht der isolirten Lage der Localität empfehlenswerthere frühere topographische Bezeichnung „St. Veit bei Wien“ bei.

und Höhen sie umgebenden Wiener Sandsteine der Flyschzone einige Hügel, deren schärfere Conturen schon dem fernestehenden Beobachter ihren festeren, felsigeren Gesteinscharakter verrathen. Es sind dies von W nach O der Gemeindeberg, an dessen Ostabhang der durch seine schöne Aussicht bekannte und beliebte Ausflugsort, die „Einsiedelei“ liegt und welcher in seinem südwestlichen Theile mit 321 *m* zugleich den höchsten Punkt der Hügelkette erreicht, dann der Girzenberg (285 *m*), ferner der Trazerberg (277 *m*) und Rothe Berg (262 *m*).

Seitdem den Geologen das inselartige Auftreten dieser Erhebungen in der Flyschzone aufgefallen und das engbegrenzte Vorkommen ihrer meist kalkigen Ablagerungen bekannt war, finden wir dieselben als „Inselberge“, „Kalkkuppen“, auch „Klippen“ in der Literatur bezeichnet.

Die erste Erwähnung der Localität geschah im Jahre 1850 durch Fr. v. Hauer[1]). In dem III. Capitel, den „Alpenkalk“ betreffend, lesen wir (l. c. p. 34): „In St. Veit bei Wien ist er häufig roth gefärbt, oft steckt er voll von Hornsteinknollen.“ Auf p. 41 heisst es ferner: „In dem rothen, von vielen Quarzausscheidungen durchzogenen Kalksteine von St. Veit findet man *Aptychus latus* und *Aptychus lamellosus* in sehr grosser Anzahl, einen Belemniten, der dem *Belemnites hastatus* mindestens sehr nahe verwandt ist, endlich einen Ammoniten, sehr ähnlich dem *Ammonites Humphriesianus.*“

Zwei Jahre darauf schreibt Cžjžek[2]): „Die Hornsteine, weissen Kalke und Sandsteine bei der Einsiedelei nächst St. Veit bei Wien gehören zu dem Aptychenschieferzug. Sie nehmen nach SW im kaiserl. Thiergarten einen grossen Raum ein; die rothen Mergel füllen hier ein breites Thal aus und enthalten bis in die Nähe von Mauer eine grosse Menge von hervorragenden länglichen Hügeln, worin der weisse Aptychenkalk auftritt und meistens zum Strassenschotter für die inneren Strassen des Thiergartens gebrochen wird. Mit dem weissen Kalk erscheint hier zugleich auch ein rother Kalkstein, beide enthalten Belemniten und eine grosse Menge von *Aptychus lamellosus* und *Aptychus latus Park.*“ Eine annähernde Altersbestimmung der erwähnten Aptychenkalke gibt v. Hauer[3]) an. Er rechnet die rothen, hornsteinreichen Kalksteine zwischen St. Veit und Hietzing bei Wien zum „oberen Jura“ und sagt ferner: „Inselartig tauchen dieselben aus dem umgebenden Tertiärlande auf, nur westwärts stehen sie nach der Aufnahme von Cžjžek mit einem der Aptychenzüge in Verbindung. Von Fossilien lieferten sie in grosser Menge: *Aptychus lamellosus, Aptychus latus* und *Belemnites hastatus Blainv.*“ Das Vorkommen von Aptychen in St. Veit finden wir auch im Jahrbuche

[1]) Fr. R. v. Hauer: „Ueber die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., I., 1850, p. 17.

[2]) Joh. Cžjžek: „Aptychenschiefer in Niederösterreich.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., III., 1852, 3. Heft, p. 4.

[3]) Fr. R. v. Hauer: „Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., IV., 1853, p. 770.

1854 von K. Peters[1]) erwähnt. Erst 1859[2]) lesen wir wieder von St. Veit, und zwar diesmal von der Auffindung des unteren Lias. Hier sind zum ersten Male der *Ammonites Conybeari Sow.*, sowie zahlreiche Gastropoden erwähnt.

Diese und noch einige andere[3]), aber minder bemerkenswerthe, unsere Localität betreffende Erwähnungen sind die ersten Spuren der geologischen Beobachtung des St. Veiter Gebietes.

Eine eingehende Untersuchung und umfassende Bearbeitung, gestützt auf genaue Detailbeobachtung und grösseres palaeontologisches Materiale, unternahm erst im Jahre 1868 Karl Ludolf Griesbach. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen finden wir in seiner Abhandlung: „Der Jura von St. Veit bei Wien“[4]) veröffentlicht. Bis dahin fasste man alle dichten Kalksteine mit Hornsteinen, sowie alle weichen, mergeligen und sandigen Kalke unter der Bezeichnung „Jura von St. Veit“ zusammen.

Griesbach's Forschungen ergaben nun, dass man es in St. Veit mit einer Reihe gut zu trennender Glieder der Juraformation zu thun hat und dass dieselbe von typischen Kössener Schichten unterlagert und von hellen Neocom-Aptychenkalken überlagert wird, und zwar unterschied er:

1. Grestener Kalke.
2. Lias α.
3. Jura von St. Veit.
4. Malm.

In dem von Griesbach als „Jura von St. Veit“ im engeren Sinne bezeichneten Schichtencomplexe konnte er folgende Horizonte feststellen:

Zone des *Ammonites Sauzei d'Orb.*,
Zone des *Ammonites Humphriesianus Sow.* und
Zone des *Ammonites Parkinsoni Sow.*

Unsere heutigen Kenntnisse über die Ablagerungen von St. Veit waren nun auf die Ergebnisse dieser einzigen bisherigen Bearbeitung beschränkt. Diese hat zwar schon hinsichtlich der stratigraphischen Horizonte ein nach Umfang und Inhalt vollkommeneres Resultat geliefert, was aber die Fauna betrifft, gab sie ein nur sehr unvollständiges Bild, da Griesbach's damaligen Untersuchungen offenbar nur ein sehr spärliches Material zu Grunde lag.

Das aber seit jener Zeit, also im Laufe von 29 Jahren, sich zur vorerwähnten Reichhaltigkeit aufhäufende Materiale liess es in erster Linie nun als wünschenswerth erscheinen, dasselbe einer umfassenden

---

[1]) K. Peters: „Aptychen der österreichischen Neocomien und oberen Juraschichten.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., V., 1854, p. 439.

[2]) K. M. Paul: „Ein geologisches Profil aus dem Randgebirge des Wiener Beckens.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., X., 1859, p. 259.

[3]) Siehe Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XI., p. 16; XVIII, p. 20, und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1860, p. 37 und 1867, p. 116.

[4]) Mit 2 Tafeln. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XVIII., 1868, p. 123—130, Taf. III u. IV.

Durchsicht und Bestimmung zu unterziehen, in zweiter Linie aber schien es geboten, besonders die Lagerungsverhältnisse und den tektonischen Bau dieser bisher als „Klippen“ angesprochenen Hügel, soweit es die nicht gerade sehr günstigen Beobachtungsverhältnisse gestatteten, zu untersuchen und festzustellen.

Die Bestimmung der Petrefacten, deren Erhaltungszustand Manches zu wünschen übrig liess und unter denen Belemniten und Ammoniten bei weitem die Hauptmasse ausmachten, weshalb die folgenden Erörterungen sich vornehmlich und genauer mit ihnen beschäftigen, ergab nun eine bedeutende Vermehrung der bisher von St. Veit bekannten Arten.

Während Griesbach[1]) nur zwei Species Belemniten, den:

Belemnites hastatus Blainv. und
Belemnites canaliculatus Schloth.,

sowie 10 Species Ammoniten, und zwar den:

Ammonites (*Arietites*) *Conybeari Sow.*
„ (*Harpoceras*) *mesacanthus Waag.*
„ (*Stephanoceras*) *Humphriesianus* (*var. plicatissimus*) *Sow.*
„ (*Stephanoceras*) *Vindobonensis Griesb.*
„ (*Cosmoceras*) *baculatus Quenst.*
„ (*Morphoceras*) *polymorphum d'Orb.*
„ (*Lytoceras*) *tripartitus Rasp.*
„ (*Phylloceras*) *haloricus v. Hauer.*
„ (*Reineckia*) *anceps. Quenst. ?*

anführt, gelang es mir — nebst Anderem — 8 verschiedene Belemnitenarten und 37 Species Ammoniten festzustellen. (Ihre Gesammtaufzählung siehe auf der Tabelle am Schlusse des Aufsatzes.)

Was die stratigraphische Horizontirung betrifft, ergab sich trotz der bedeutenden Vergrösserung der Fauna keine Erweiterung des schon von Griesbach festgestellten Umfanges der Schichtfolgen; ich konnte im Wesentlichen die Ergebnisse Griesbach's bestätigen, musste jedoch den einzelnen Horizonten die auf Grund der neueren Forschungen geläufigen Bezeichnungen beilegen, wodurch einzelne Irrthümer beseitigt wurden und insoferne eine Erweiterung erfolgte, als eine noch genauere Trennung einzelner Horizonte in Zonen vorgenommen werden konnte.

Ueber die Lagerungsverhältnisse erfahren wir durch Griesbach nur das Allgemeinste, es war daher nothwendig, durch Detailbeobachtung eine genauere Einsicht in den Bau der Klippe zu gewinnen.

Demnach gliedern sich die folgenden Erörterungen in zwei Theile, und zwar:

1. Die palaeontologisch-stratigraphischen Ergebnisse;

[1]) Ich füge bei, dass ich sämmtliche alten Originalstücke, welche im Museum der k. k. geol. Reichsanstalt auffindbar waren, zum Vergleiche zur Hand hatte.

2. die Lagerungsverhältnisse und der tektonische Bau.

Im ersten Theile werden zunächst bei Besprechung jedes einzelnen Horizontes die demselben zugehörigen Petrefacten angeführt und soweit es wünschenswerth erscheint, beschrieben [1]), aber auch des petrographischen Charakters der Schichtfolgen jeweilig Erwähnung gethan. Eine übersichtliche Zusammenfassung des in diesem Abschnitte Besprochenen gibt die am Schlusse des Aufsatzes beigeheftete Tabelle. Die grosse Uebereinstimmung der fossilreichen Ablagerungen von St. Veit mit den Aequivalenten in Frankreich, dem „Bajocien", respective „Bathonien", veranlasste mich, dieser Tabelle, sowie überhaupt den stratigraphischen Betrachtungen die neuere Eintheilung der französischen Forscher zu Grunde zu legen [2]).

Im zweiten Theile mögen die Lagerungsverhältnisse und der tektonische Bau, soweit die äusserst mangelhaften Aufschlüsse irgendwelche Folgerungen gestatten, besprochen werden und zum Schlusse eine flüchtige, vergleichende Betrachtung mit den die Flyschregion der Karpathen charakterisirenden Klippen beigefügt werden [3]).

---

[1]) Wenn hiebei selbst bei längst bekannten und weitverbreiteten Formen die wichtigste Synonymie angegeben wurde, so möge dies sowohl als Beweis für die umsichtige Vergleichung bei der Bestimmung der Arten, als auch der Vollständigkeit halber, gestattet sein.

[2]) Da die Ansichten der französischen Forscher in der Abgrenzung insbesondere der Unterabtheilungen des Bajocien vielfach auseinandergehen, habe ich der übersichtlichen Darstellung halber die Annahmen derselben auf der Tabelle in entsprechender Weise nebeneinander gestellt. Diese Angaben sind entnommen den Arbeiten von:

1891. Emile Haug: „Les Chaines subalpines entre Gap et Digne." Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. Extrait du Bull. des Services de la Carte géolog. de la France et des Topographies souterraines. Tome III. (1891—1892), Nr. 21.

1892. Emile Haug: „Sur l'étage Aalénien." Extrait du Compte Rendu des Séances de la Soc. géol. de France. (Séance: 5. Décembre).

1893. Emile Haug: „Études sur les Ammonites des étages moyens du système jurassique." I. und II. Paris.

1893. Atalle Riche: „Étude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura meridional." Annales de l'Université de Lyon. Tome 60. 3. F.

1889—1893. Abel Girardot: „Matériaux pour la géologie du Jura"; „Coupes des étages inférieurs du système jurassique dans les environs de Lons de Saunier." Mém. de la Soc. d'émul. du Jura. 4. ser. V., 5. ser. I. II.

[3]) Von der Beilage einer geologischen Kartenskizze habe ich abgesehen, da bereits Griesbach eine solche seiner Arbeit hinzufügte, welche allerdings den neueren Resultaten nicht ganz entspricht und stellenweise Irrthümer aufweist, worauf ich jedoch im Laufe der Schilderungen aufmerksam machen werde, so wie ich gleich an dieser Stelle einen sehr verwirrenden Druckfehler richtigstellen möchte, der sich auf der Griesbach'schen Karte befindet. Unter den die Straffirung oder Punktirung auf der Karte erläuternden Bezeichnungen zur linken Seite der Karte soll es bei 6 statt „Jura-Aptychenkalk" — Neocom-Aptychenkalk und bei 7 statt „Neocom-Aptychenkalk" — Jura-Aptychenkalk heissen.

I. Palaeontologisch-stratigraphische Ergebnisse.

Trias.

Kössener Schichten.

Diese der obersten rhätischen Stufe der alpinen Trias angehörigen Schichten bilden das tiefste in St. Veit erkennbare Niveau und sind charakterisirt durch dunkle, theils graue, theils braune, fingerdicke Kalkplatten mit braungelben Verwitterungsflächen, eingelagert in dünnschichtigen, schwarzgrauen Mergelschiefern. Ihr wenn auch auf geringe Ausdehnung und Mächtigkeit sich beschränkendes Vorkommen war längst bekannt. Stur[1]) fand in denselben 19 Species, theils Gastropoden, theils Bivalven, deren gesammte Aufzählung ich mit dem Hinweise auf die eben citirte Stelle hier unterlassen will (siehe auch die beigegebene Tabelle); jedoch ist erwähnenswerth, dass das nachgewiesene Vorhandensein von:

Mytilus minutus Gf.
Cardita austriaca v. Hauer.
Gervillia inflata Schafh.
Avicula contorta Portl.,

sowie das Fehlen von Brachiopoden anzeigen, dass wir es mit der nach Suess[2]) als „schwäbische Facies“ bezeichneten Ausbildungsweise der Kössener Schichten zu thun haben[3]).

Jura.

I. Unterer Jura — Lias.

Der Lias ist bei relativ geringer Mächtigkeit und nicht bedeutender Ausdehnung in mehreren, petrographisch wesentlich verschiedenen Schichten vertreten. Es lassen sich unterscheiden:

Grestener Schichten,
Arietenkalke und
Fleckenmergel.

Während wir über das Alter der beiden ersteren ausser Zweifel sind, lässt die Fossilleere der Fleckenmergel eine präcise Bestimmung des Alters nicht zu, es ist jedoch sehr wahrscheinlich, dass sie dem mittleren, vielleicht auch oberen Lias zuzuzählen seien.

---

[1]) Dionys Stur: „Geologie der Steiermark.“ Graz 1871, p. 399.

[2]) Eduard Suess und Edmund von Mojsisovics: „Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen.“ Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XVIII, 1868, p. 191.

[3]) Siehe auch C. L. Griesbach: „Die Klippen im Wiener Sandsteine.“ Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt XIX, 1869 (2. Heft), p. 218.

1. Grestener Schichten.

Den festen, grauen, in's Grünliche spielenden Crinoidenkalkstein, „Grestener Kalk" mit

Pecten liasinus Nyst.
Pecten lugdunensis Mer. und
Pentacrinus sp.

welchen Griesbach[1]) in einem kleinen Steinbruche aufgeschlossen fand, konnte ich nicht finden; dieser kleine Steinbruch scheint gänzlich verschüttet und überwachsen zu sein; hingegen dürfte er in dem Brunnen unweit des grossen Steinbruches[2]) angebohrt sein, denn von dort stammt ein prächtiger kleiner Block mit zahlreichen Individuen der

Gryphaea arcuata Lamck.,

— also eine Gryphaeenbank verrathend — welchen Herr Hofrath Toula während einer geologischen Excursion mit seinen Hörern im Jahre 1895 daselbst fand[3]).

Der petrographische Charakter, sowie das Aussehen der Gryphaeen stimmt völlig mit dem gleichen Vorkommniss von Schwarzenberg bei Scheibbs und vom Triestingthal überein. Dieselbe Bank mit grossen Gryphaeen entdeckte Griesbach schon früher[4]) im nahegelegenen Katzengraben innerhalb des k. k. Thiergartens. Aus der St. Veiter Klippe war dieses Vorkommen bis heute noch nicht bekannt.

Demselben Horizonte dürfte wohl auch das einzige Exemplar einer *Schlotheimia (Aegoceras) Charmassei d'Orb.* angehören, das sich unter dem Materiale der k. k. geol. Reichsanstalt befand.

Schlotheimia Charmassei d'Orb.

1842. *Ammonites Charmassei d'Orbigny*: Paléont. franç. terr. jur. Cephalop., p. 296, Taf. 91, Fig. 3—5.

1893. *Schlotheimia Charmassei* J. F. Pompeckj: „Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des schwäbischen Jura". Lieferung 1, p. 80, 81.

Das Stück hat einen Durchmesser von 29 *mm* und ist in einem dunkelgrauen, harten Kalk eingeschlossen, der auch viel Aehnlichkeit mit dem Arietenkalke hat. Auch in Centralfrankreich kommt *Schlotheimia Charmassei d'Orb.* mit *Gryphaea arcuata Lamck.* zusammen vor; sie

---

[1]) C. L. Griesbach: „Der Jura von St. Veit bei Wien." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XVIII, 1868, p. 124.

[2]) Nach seinem jetzigen Besitzer, Herrn Glassauer in Ober-St. Veit, „Glassauersteinbruch" genannt.

[3]) Eine Notiz über diesen Fund erschien soeben im 2. Hefte des „Neuen Jahrbuches für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie", 1897.

[4]) C. L. Griesbach: „Die Klippen im Wiener Sandsteine." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XIX, 1869, p. 220.

gehört in die Zone der *Schlotheimia angulata Schloth.*, kommt jedoch auch selten (z. B. in den Alpen) in dem untersten Niveau der Arietenschichten vor; vielleicht gehört sie in St. Veit auch dahin.

Den sehr charakteristischen Quarzsandstein („Quarzitconglomerat!“) konnte ich deutlich auf der SW-Höhe des Gemeindeberges in dem ehemalig Holly'schen Steinbruche, wo er als Strassenbeschotterungsmateriale gebrochen wurde, aufgeschlossen finden. Er besteht aus einem von groben, abgerundeten, hellen Quarzkörnern gebildeten, stellenweise sehr harten Sandstein, dessen thoniges, eisenhältiges Bindemittel durch die Verwitterung ihm ein bräunlichgelbes Aussehen verleiht. An der Stelle dieses Steinbruches erhebt sich jetzt ein erst vor Kurzem vollendeter Bau orientalischen Stils [1]). Die Arbeiter desselben erzählten mir, sie hätten stellenweise beim Abgraben dieses Quarzsandsteines bis zu zwei Finger mächtige Kohlenschmitzen gefunden, was uns an die Bezeichnung „kohlenführender Lias“, wie Stur [2]) auch die Grestener Schichten nannte, erinnert. Petrefacten lieferte er bis nun noch keine. Die Spalten und Schichtflächen in demselben sind von graublauen und röthlichen Thonen geringer Mächtigkeit mit glimmerreichen, dünnen Zwischenlagen ausgefüllt. Solche „glimmerige, theils graue, theils röthliche Schieferthone“ kommen auch, wie ich den Aufnahmen Hertle's [3]) entnehme, bei Bernreut in den nordöstlichen Alpen mit kohlenführendem Grestener Sandstein vor. Auch in dem schon oben erwähnten Katzengraben sind sie gut zu sehen.

2. Arietenkalk.

Steigt man die von einer Allee eingesäumte Fahrstrasse, welche in einem Einschnitte zur Einsiedelei führt, hinan, so gewahrt man an ihrem linken Rande, sowohl in der Wasserrinne, wie an der Böschung, dunkelgraue, sehr harte, 1—2 *cm* dünnplattige Kalke; obgleich in sehr geringer Ausdehnung aufgeschlossen (3 *m* Länge, 1 *m* Breite), waren sie schon 1859 von Herrn Oberbergrath Paul [4]) entdeckt und charakteristische Fossilien in denselben gefunden worden. Das seit jener Zeit bekannte Vorkommen des *Arietites Conybeari Sow.* bezeugt, dass wir es mit den Arietenkalken des Lias α, entsprechend dem Horizonte des *Arietites Bucklandi Sow.* zu thun haben, äquivalent den unteren Enzesfelder Schichten (Enzesfelder Arietenkalken) an der Basis der alpinen Adnether Schichten, in welchen Stur [5]) gleichfalls den *Arietites Conybeari Sow.* fand und auf

[1]) Das vom Grafen Lanckoroński gestiftete „Reconvalescentenheim für Wöchnerinnen“.

[2]) Dionys Stur: „Geologie der Steiermark“. Graz 1871, p. 445.

[3]) Ludwig Hertle: „Geologische Detailaufnahmen in den nordöstl. Alpen des Erzherzogthums Nieder-Oesterreich“. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XV, 1865, p. 537.

[4]) K. M. Paul: „Ein geologisches Profil aus dem Randgebirge des Wiener Beckens.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. X, 1859, p. 259 und 260.

[5]) Dionys Stur: „Die liassischen Kalkgesteine von Hirtenberg und Enzesfeld“. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. II, 1851 (3. Heft), p. 24, 25.

deren Aehnlichkeit mit der ausseralpinen (schwäbischen) Entwicklung des Lias er an einigen Stellen [1]) aufmerksam macht.

Arietites Conybeari Sow.

1820. *Ammonites Conybeari Sowerby:* „Mineral Conchology", p. 70, Taf. 131.
1842. *Ammonites Conybeari* d'Orbigny: Paléont. franç. terr. jur. Cephalop. p. 202, Taf. 50.
1856. *Ammonites Conybeari* Fr. R. v. Hauer: „Ueber die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen." Denkschr. d. k. Akademie d. Wissensch. XI, p. 16, Taf. 2, Fig. 1—6.
1858. *Ammonites Conybeari* Alb. Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 78, § 14, Nr. 11.
1867. *Ammonites Conybeari* Eugen Dumortier: „Études paléontolog. sur les dépôts jurass. du bassin du Rhône", II, p. 22.
1879. *Ammonites Conybeari* Pierre Reynès: „Monographie des Ammonites". Lias. Paris. Taf. 12, Fig. 1—8.
1882. *Ammonites Conybeari* Thomas Wright: „Monography on the Lias Ammonites of the british Islands." London. Taf. 2, Fig. 1—3.
1885. *Ammonites Conybeari* A. Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", I, p. 118, Taf. 15, Fig. 1.

Zahl [2]) der Stücke: 2.

Ein schönes Exemplar im Durchmesser von 47 *mm*, 4 Umgänge zeigend, befindet sich in der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt. Der *Arietites Conybeari Sow.* ist sehr selten in St. Veit, was wohl in der sehr geringen Ausdehnung der Arietenkalke selbst begründet ist. Auch in der Klippe des Katzengrabens innerhalb des k. k. Thiergartens ist diese Arietenbank aufgeschlossen; von dorther erwähnt Griesbach [3]) den „*Ammonites rotiformis Quenst.*", der dem *Conybeari Sow.* sehr nahe steht.

Ausser diesen Ammoniten enthalten die Kalke noch:

Pleurotomaria expansa Goldf.
„ *anglica Sow.*
„ *princeps Koch et D.*
Lima punctata Sow.
„ *Deslongchampsi Stol.*
„ *gigantea Sow.*
Cardinia Listeri Agass.

[1]) Dionys Stur: l. c. p. 24, 25 und „Geologie der Steiermark", Graz 1871, p. 431.

[2]) Die an dieser Stelle jeweilig angeführte Zahl bezieht sich nur auf die sicher bestimmbaren, besseren Stücke.

[3]) C. L. Griesbach: „Die Klippen im Wiener Sandsteine". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XIX, 1869, p. 220.

Cardinia gigantea Quenst.
Rhynchonella sp.
Ostrea sp.

sowie Crinoidenstielglieder, Bruchstücke von Belemniten und das Fragment einer Saurierphalange.

3. Fleckenmergel.

Schreitet man in der oben erwähnten Allee um einige Schritte weiter gegen die Einsiedelei zu, so zeigen sich zur Rechten weiche, lichtgrünlichgraue, auch schwarzgraue Mergelschiefer, welche bis jetzt keinerlei Versteinerungen geliefert haben. Dieser Umstand gestattet keine positive Altersbestimmung, doch bin ich der Ansicht, dass wir dieselben als Liasfleckenmergel anzusehen haben und, obgleich zwar keine unzweifelhaften Nachweise hiefür gegeben sind, in ihnen die Vertreter des mittleren, vielleicht auch oberen Lias annehmen müssen, erstens, um keine so bedeutende Lücke in der concordanten Schichtfolge anzunehmen, zweitens aber, weil wir wissen [1]), dass „die Liasfleckenmergel bald den ganzen Lias, bald nur die höheren Stufen repräsentiren“, in welch letzterem Falle sie „noch Adnether und Grestener Schichten zur Unterlage haben“, wie es in St. Veit der Fall ist.

Wenige Schritte weitergehend kommen wir in die darauf liegenden mächtigen Kalke des Dogger.

II. Mittlerer Jura — Dogger.

Dieser petrographisch fast einheitliche, fossilreiche Schichtencomplex setzt die Hauptmasse der St. Veiter Klippe zusammen. Ihm entstammt der bei weitem grösste Theil des untersuchten Materials und sein charakteristisches Gepräge bilden die an Individuen und Arten zahlreichen Vertreter des Genus *Stephanoceras Waagen.*

Während jedoch in den ausseralpinen Gebieten, in Süddeutschland, Frankreich und England diese Schichtfolge jene charakteristische oolithische Gesteinsstructur zeigt, welcher sie die Bezeichnung Oolithformation verdankt, zeigt dieselbe in St. Veit keine Spur oolithischer Ausbildungsweise.

Bei den von einander abweichenden Schematas, betreffend die Abgrenzung und Untertheilung dieses Abschnittes der Juraformation, welche ja nicht blos basirend auf subjectiven Meinungsverschiedenheiten, sondern auch auf den verschiedenen petrographischen, faunistischen und vor Allem localen Ausbildungsweisen, dem Vorhandensein und Nichtvorhandensein der einzelnen Schichtfolgen aufgestellt wurden, war es mir zuerst nicht leicht, mich zu entscheiden, welche Eintheilung ich meinen stratigraphischen Betrachtungen zu Grunde legen

[1]) Fr. R. v. Hauer: „Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntniss der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarischen Monarchie.“ Wien 1877, 2. Aufl., p. 450.

sollte. Jedoch mit Berücksichtigung der Entwicklung dieser Schichtfolgen in St. Veit fand ich, dass am besten folgende Untertheilung, welche sowohl der von Girardot[1]) angegebenen als auch der von Haug[2]) aufgestellten (siehe die Tabelle) am nächsten kommt, für unsere Localität aufzustellen sei.

Der untere Dogger (Quenstedt's α und β), beziehungsweise das Aalénien Haug's, bestehend aus den Zonen:

des *Lytoceras torulosum Ziet.*
Harpoceras opalinum Rein.
Harpoceras Murchisonae Sow.
Harpoceras concavum Sow.,

von welchen die ersten beiden (von Vacek auch noch die Zone des *Harpoceras Murchisonae Sow.*) noch dem obersten Lias, die beiden letzteren aber (von Girardot und früher von Haug) dem unteren Bajocien zugezählt wurden, fehlt in St. Veit.

Das Bajocien aber beginnt mit der Zone des *Stephanoceras (Sphaeroceras) Sauzei d'Orb.* und zeigt von da ab die grösste Uebereinstimmung mit dem „Oolithe de Bayeux". Dieses theile ich demnach in:

das untere Bajocien (= Zone des *Harpoceras Sowerbyi Mill.* und Zone des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.*),

das mittlere Bajocien (= Zone des *Harpoceras Romani Opp.*) und

das obere Bajocien (= Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* und Zone des *Cosmoceras Parkinsoni Sow.*).

Darüber folgt das Bathonien (der obere Dogger), von welchem aber nur die Zone der *Oppelia fusca Quenst.* sicher nachgewiesen ist.

Mittlerer Dogger.

Bajocien *(Oolithe de Bayeux).*

(Inferior Oolite, brauner Jura γ, δ, theilweise ε.[3])

Dieser ganze Schichtencomplex hat in St. Veit mit geringen Abweichungen petrographisch einheitlichen Charakter. Das Bajocien besteht fast ganz aus graublauem, mehr oder minder festem Kalk, dessen 8 *cm* bis 4 *dm* mächtige Bänke stellenweise in sandigere, gelblichgraue, aber auch dünngeschichtete, mergeligschieferige Partien,

[1]) Abel Girardot: 1891. „Note sur l'Oolithe inférieur de la Franche Comté septentrionale." Besançon.

Abel Girardot: 1889—1893. „Matériaux pour la géologie du Jura." „Coupes des étages inférieurs du système jurass. dans les environs de Lons de Saunier." (Mém. de la Soc. d'Émul. du Jura.)

[2]) Emile Haug: 1892. „Sur l'étage Aalénien." Extrait du Compte Rendu des Séances de la Soc. géol. de France.

Emile Haug: 1893. „Études sur les Ammonites des étages moyens du système jurassique." I, II. Paris.

[3]) Vom ε gehören nur die Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* und die Zone des *Cosmoceras Parkinsoni Sow.* zum Bajocien.

letzteres namentlich in den tieferen und höheren Lagen, übergehen. Die sehr zahlreichen Petrefacten sind mit wenigen Ausnahmen meist stark verdrückte, schlecht erhaltene Steinkerne, oft so fest mit dem Kalksteine verbunden, dass sie nur schwer unbeschädigt heraus zu präpariren sind.

In diesem Kalke, aus welchem die Hauptmasse der Klippe besteht und der also eine ansehnliche Mächtigkeit besitzt und als vorzüglicher Strassenschotter gebrochen wird, befinden sich drei nennenswerthe Aufschlüsse, und zwar:

1. Der grosse Steinbruch am Südabhange des Girzenberges[1]).
2. Ein kleiner Steinbruch im Garten der Einsiedelei am Ostabhange des Gemeindeberges[2]).
3. Ein Aufschluss an der SO-Seite des Gemeindeberges oberhalb des Friedhofes, welcher erst vor Kurzem durch Abgrabung zum Zwecke der Erbauung von Mausoleen geschaffen wurde[3]).

Als ergiebigste Fundstätte erwies sich natürlich der seit vielen Jahren und noch heute in zeitweiligem Betriebe stehende grosse Glassauer Steinbruch. Ihm entstammt der bei weitem grösste Theil der im Folgenden besprochenen Petrefacten, welche meist den dortigen Steinbruchaufsehern abgekauft wurden. Die nun im Einzelnen zu besprechenden Horizonte (Zonen) lassen sich zwar petrographisch nicht trennen, durch die zahlreichen charakteristischen Versteinerungen jedoch ist ihr Vorhandensein zweifellos festgestellt.

a) Unteres Bajocien (brauner Jura γ).
(Bajocien inférieur.)

In dieses Niveau gehören die Zonen des

Harpoceras (Sonninia) Sowerbyi Mill.[4]) und
Stephanoceras (Sphaeroceras) Sauzei d'Orb.

Von diesen beiden ist die Zone des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.* in St. Veit sicher vorhanden; ob auch die tiefere Zone des *Harpoceras Sowerbyi Mill.* vertreten ist, erscheint bis nun fraglich. Das echte *Harpoceras Sowerbyi Mill.* wurde zwar noch nicht gefunden, immerhin aber wäre es erlaubt, aus dem nicht zu seltenen Vorkommen sehr nahe stehender Formen, wie z. B. des *Harpoceras mesacanthum Waag.* und anderer auch auf das mögliche Vorhandensein der Stammform aller dieser Arten und ihrer Zone zu schliessen.

Bereits Griesbach[5]) hatte die Zone des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.* nachgewiesen, und zwar allein auf Grund des Fundes von

[1]) „Glassauer Steinbruch."

[2]) Nach dem früheren Besitzer der Einsiedelei Herrn Holly „Holly'scher Steinbruch" genannt.

[3]) Den besten Zutritt hat man neben und hinter dem Mausoleum der Familie Schmidtleitner.

[4]) Haug (1893) räumt dem *Harp. Sowerbyi Mill.* keinen selbstständigen Horizont ein und theilt das Bajocien nur in ein „inférieur" und „supérieur"; zu jenem rechnet er die Zonen des *Steph. Sauzei d'Orb.* und des *Steph. Humphriesianum Sow.*, zu diesem die Zone des *Cosmoc. subfurcatum Ziet.* (siehe Tabelle).

[5]) K. L. Griesbach: „Der Jura von St. Veit bei Wien." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XVIII, 1868, p. 125.

Cardium cognatum Phill. und des
Ammonites mesacanthus Waag.

Ausserdem glaubte er seinen *Ammonites Vindobonensis* als „offenbar“ in diese Zone gehörig stellen zu dürfen. Obgleich es nicht ausgeschlossen erscheint, dass das *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* auch schon in den tieferen Lagen des petrographisch einheitlichen Bajocien St. Veits vorkommt, wofür allerdings directe Beweise fehlen, denn nie sah ich es mit einem die tieferen Schichten charakterisirenden *Harpoceras* im Verein auf einem Block, so bin ich doch der Ansicht, dass das eigentliche Lager des *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* nicht die Zone des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.*, sondern die nächsthöhere, d. h. die Zone der ihm so sehr ähnlichen Formen des *Stephanoceras Bayleanum Opp.*, beziehungsweise *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* u. a ist, welche Zone wegen des massenhaften Vorkommens so vieler einander eminent nahestehender Stephanoceraten und dem Fehlen von Harpoceraten einen wesentlich anderen Charakter hat, als die an Harpoceraten so reiche Zone des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.*

Ausser den bereits aus diesem Horizonte bekannten Formen ergaben meine Untersuchungen noch folgende hieher gehörige typische Arten, nämlich:

Belemnites gingensis Opp.
„ *cf. breviformis Voltz.*
Lytoceras cf. rasile Vacek.
Harpoceras (Hyperlioceras Buckm.) discites Buckm.
„ *Tessonianum d'Orb.* { *Dorsetensia (Witchellia Haug.) liostraca Buckm.*
„ *(Sonninia Haug.) deltafalcatum Quenst.*
„ *(Ludwigia Douv.) Romanoides Douv.*
Coeloceras cf. anguinum Rein.

Belemnites *Agricola*[1]).

Wenn auch die Zahl der unserer Localität entstammenden Bruchstücke von Belemniten im Allgemeinen keine unbedeutende ist und sich ergeben hat, dass dieses Genus in 8 Arten vertreten ist, so verschwindet doch die Bedeutung ihres Vorkommens sehr im Vergleiche zu dem viel reicheren der Ammoniten. Die meisten der unterschiedenen Arten gehören in die

Gruppe (Section) der *Acuarii d'Orb.*[2]), nämlich:

Belemnites gingensis Opp. } (unt. Bajocien)
„ *cf. breviformis Voltz.* } (unt. Bajocien)
„ *giganteus Schlotth.* (mittl. Bajocien.)

[1]) Da ich die Besprechung (beziehungsweise Beschreibung) der einzelnen Cephalopodenformen nicht als einen speciellen palaeontologischen Theil abtrennte, sondern bei dem jeweiligen Horizonte auch über die ihm zugehörigen Arten nach Massgabe der Wichtigkeit einige Bemerkungen einschalte, so sind denselben hier auch noch, wo es zweckmässig erschien, allgemeine Bemerkungen über die Genera und deren sämmtliche Vertreter in St. Veit überhaupt vorangesetzt.

[2]) K. A. Zittel: „Palaeozoologie.“ Band II, p. 505.

Die Gruppe (Section) der *Canaliculati d'Orb.*[1]) ist vertreten durch:

Belemnites canaliculatus Schloth. (mittl. Bajocien).

Aus der Gruppe (Section) der *Hastati Blainv.*[2]) findet sich

Belemnites hastatus Blainv. (Malm)
„ *Eduardi nova species* (mittl. Bajocien) und
„ *cf. semisulcatus Münst.* (Malm).

Der Gruppe (Section) der *Conophori Mayer*[3]) gehört an

Belemnites cf. conophorus Opp. (Malm).

Belemnites (*Pachyteuthis Bayle*) *gingensis Opp.*

1858. *Belemnites gingensis Oppel:* „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 362, § 53, Nr. 2.
1866. *Belemnites gingensis* John Phillips: „A Monograph of british Belemnitidae". London. Palaeontogr. Society. 2. Heft, p. 44, Taf. 5, Fig. 11.
1868. *Belemnites gingensis* Waagen: „Die Zone des *Ammonites Sowerbyi.*" Geognostisch-palaeontologische Beiträge. I, p. 589.
1885. *Belemnites breviformis* Quenstedt: „Handbuch der Petrefactenkunde." 3. Aufl., p. 599, Taf. 47, Fig. 9 (non Voltz).

Diese kurz zugespitzte, kegelförmige Species ohne jede Faltung liegt nur in zwei Bruchstücken vor, ist aber gut zu erkennen; jedenfalls ist ihr Vorkommen selten. Nebst dem Vorkommen in Franken u. a. a. O. ist für uns wichtig, dass er sich auch im „Bajocien inférieur" von Frankreich[4]) findet.

Belemnites (*Pachyteuthis Bayle*) *cf. breviformis Voltz.*

1830. *Belemnites breviformis Voltz:* „Observations sur les Belemnites." Paris, p. 43, Taf. 2, Fig. 2—4.
1842. *Belemnites abbreviatus Mill.* d'Orbigny: Paléont. franç. terr. jur. Cephalop, p. 92, Taf. 9, Fig. 1—7.
1858. *Belemnites brevis Oppel:* „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands" (non Blainville 1827), p. 361, § 53, Nr. 1.
1866. *Belemnites breviformis* John Philipps: „A Monograph of british Belemnitidae." London. Palaeontogr. Society. 2. Heft, p. 41, Taf 4, Fig. 9, 10.

[1]) Zittel l. c. p. 505.
[2]) Zittel l. c. p. 506.
[3]) Zittel l. c. p. 506.
[4]) Siehe Atalle Riche: „Étude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura meridional." 1893. Annales de l'Université de Lyon, tome 60, 3. f., p. 54 und W. Kilian & P. Pétitclerc: „Contributions a l'étude du Bajocien." Notes géol. sur le Jura du Doubs. VI, 1894.
Mémoires de la société d'Émulation de Montbeliard, p. 18, 20, 24, 67.

1868. *Belemnites breviformis* Waagen: „Die Zone des *Ammonites Sowerbyi.*" Geognost.-paleontol. Beiträge von Benecke. I., p. 589.

1885. *Belemnites breviformis* Quenstedt: „Handbuch der Petrefactenkunde." 3 Aufl., p. 599, Taf. 47, Fig. 9.

Es lag mir nur ein einziges, aber charakteristisches Bruchstück von 11 *mm* Durchmesser mit schwach abgestumpfter Spitze vor. Auch er ist an vielen Orten Frankreichs [1]) gefunden worden.

Lytoceras *Suess.*

Zur Differenzirung dieses nach Neumayr dem alpinen Jura eigenen Genus in Species ist vor Allem die Erkennung der Lobenlinie und der äusseren Sculptur von Wichtigkeit. Da die vorliegenden Stücke nur sehr schlecht erhaltene Steinkerne sind, waren diese beiden Merkmale meist nicht wahrzunehmen. Von den 3 festgestellten Arten:

Lytoceras cf. rasile Vacek (unt. Bajocien)
„ *cf. Eudesianum d'Orb.* (mittl. Bajocien)
„ *tripartitum Rasp.* (Bathonien)

war nur in einem Falle (bei *Lyt. tripartitum Rasp.*) die Lobenlinie zu erkennen und die Bestimmung unzweifelhaft.

Lytoceras cf. rasile Vacek.

1886. *Lytoceras rasile Vacek*: „Oolithe von Cap S. Vigilio." Abhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt XII, p. 63, Taf. III, Fig. 5 bis 8;

Zahl der Stücke: 4.

Der Durchmesser derselben betrug 59, 64, 70, 169 *mm*. Die Scheibenzunahme (d. i. das Verhältniss der Nabelweite [Nw] zum Durchmesser [Dm]), welche mit der Grösse der Formen wächst, beträgt 2·2 bis 2·5, was mit den von Vacek angegebenen Proportionen übereinstimmt. Die Windungen, „in der Jugend mit 3—4, im späteren Alter mit 5—6 seichten Einschnürungen auf den Umgang", zeigen auch diese schwach angedeutet. Besonders gut sieht man an einem der kleineren Stücke den „scharf markirten Absatz", der, wie Vacek sagt (l. c. p. 64), „den Eindruck macht, als wäre der jüngere Theil der Röhre in den älteren dütenförmig eingeschoben."

Unsere Art dürfte wahrscheinlich einen etwas höheren Horizont einnehmen, als das echte *Lyt. rasile,* welches der Zone des *Harpoceras opalinum Rein.* entstammt, und ich glaube, dass das St. Veiter *Lyt. cf. rasile Vac.* in die Zone des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.* zu stellen sei und also auch hier das Bindeglied eines „langlebigen, constanten Typus" aus der Formengruppe des *Lytoceras quadrisulcatum d'Orb.* (wie Vacek [2]) sich ausdrückt) repräsentirt, dessen jüngere

---

[1]) So in Bayeux, Doubs, Longevelle, Conthenans, Coisevaux, Champey, Saulnot, Corcelles u. a.

[2]) Vacek: l. c. p. 64.

Vertreter die sehr ähnlichen Formen: *Lytoceras tripartitum Rasp.* aus dem Bathonien, *Lytoceras municipale Opp.* aus dem Tithon und *Lytoceras quadrisulcatum d'Orb.* aus dem Neocom sind.

Harpoceras Waagen.

Die an Arten reiche Familie der *Harpoceratidae* (*Neumayr*) *Zittel* ist auch in St. Veit durch 6 Arten vertreten, deren genaue, sichere Bestimmung erstens schon dadurch sehr erschwert ist, weil die dieser Ammonitengattung angehörigen Formen oft nur in sehr geringem Grade voneinander abweichen und in den mannigfachsten, schwierig zu unterscheidenden Uebergängen vorkommen, zweitens aber, weil gerade bei dieser Gruppe eine wahre Willkür in der Unterscheidung und Benennung platzgegriffen hat, wobei einerseits blosse Varietäten als neue Species, andererseits Formen mit lediglich specifischen Unterschieden als neue Genera aufgestellt wurden, so dass der Vergleichende, wenn er sich in der betreffenden Literatur umsieht, arg in Verlegenheit geräth, für welche Auffassung er sich erklären und welchen Namen er seiner Species geben soll. Hiezu kommt noch, dass die von einem Forscher einmal aufgestellten Generanamen von anderen Forschern nicht anerkannt und an ihre Stelle andere gesetzt wurden, oder dass neue Trennungen in denselben vorgenommen wurden u. dgl. m. Dadurch findet sich nun eine erschreckende Anzahl von Namen in der Literatur vertheilt und je nach der Auffassung der einzelnen Forscher sind gleiche Arten ganz verschieden benannt, was mit Rücksicht auf gute Orientirung und nothwendige Einheitlichkeit der Nomenclatur sicherlich nicht von Vortheil ist.

So behält z. B. Haug in seiner Arbeit[1]) aus dem Jahre 1885 den von Waagen aufgestellten Gattungsnamen „*Harpoceras*" noch für bestimmte Formen bei, im selben Jahre aber gibt Douvillé[2]) diesen den von Bayle 1878 geschaffenen Namen „*Ludwigia*" und im Jahre 1889 Buckman[3]) — „*Witchellia*"; im Jahre 1892 theilt Buckman[4]) jedoch dieses Genus und trennt einige Formen unter der neuen Bezeichnung „*Dorsetensia*" ab. Haug[5]) findet wiederum im Jahre 1893 es als durchaus ungerechtfertigt, — welcher Ansicht ich vollauf beistimme — „*Dorsetensia*" und „*Witchellia*", deren unterscheidende Merkmale rein specifischer Natur seien, als Genera auseinanderzuhalten und greift wieder den älteren Namen „*Witchellia*" von Buckman als allein begründet heraus. Dem Uebelstande aber,

[1]) Emile Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*." Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geognosie 1885, III. Beilageband, p. 654.

[2]) Zurcher et Douvillé: „Sur quelques fossiles de la Zone à Ammonites Sowerbyi des environs de Toulon".
Bullet. de la Société géolog. de France. 3. ser. XIII. p. 24.

[3]) F. G. S. Buckman: „A Monograph on the inferior Oolite Ammonites of the british Islands".
The Palaeontographical Society 1889. Pt. III, p. 82.

[4]) Buckman: l. c. 1892. Pt. VI, p. 303.

[5]) Emile Haug: „Études sur les Ammonites des étages moyens du système jurassique". Paris 1893. I. und II, p. 305.

der wohl in einer allzu kleinlichen Trennungssucht, aber auch in subjectiver Anschauung begründet sein mag, Formen mit unbedeutenden specifischen Unterschieden neue Genusnamen beizulegen, verdanken wir jene Unmenge Bezeichnungen, wie sie Buckman in den Jahren 1889—1892 aufstellte und welche heissen: „*Lioceras*", „*Hyperlioceras*", „*Pseudolioceras*", „*Oecotraustes*", „*Poecilomorphus*", „*Hildoceras*", „*Lillia*", „*Haugia*", „*Dumortiera*", „*Tmetoceras*", „*Polymorphites*", „*Dorsetensia*", „*Haplopleuroceras*", „*Pleuroceras*", „*Witchellia*", „*Zurcheria*" und „*Sonninia*".

Bei der Beschreibung der mir vorliegenden Arten aus der Familie der *Harpoceratidae* habe ich nun im Allgemeinen als ersten Namen den von Waagen aufgestellten Gattungsnamen *Harpoceras* vorangesetzt, bei jeder Art jedoch auch die in der Literatur vorgefundenen, anderen Bezeichnungen, welche wie oben erwähnt, für gleiche Formen verschieden lauten können, noch in der Klammer (obgleich dies schon aus der Synonymie zu ersehen ist) beigefügt.

Die St. Veiter *Harpoceratidae* reihen sich in die von Haug [1]) und Zittel [2]) angegebenen Formengruppen, wie folgt:

Gruppe des *Harpoceras lythense Young and Bird.* [3])

Harpoceras discites Waagen (unt. Bajocien).

Gruppe des *Harpoceras* (*Hammatoceras, Hyatt. Haug.*), *Sowerbyi Mill.* [4])

Harpoceras mesacanthum Waag. (unt. Bajocien).

Gruppe des *Harpoceras (Sonninia Haug.) corrugatum Sow.* [5])

Harpoceras Tessonianum. d'Orb.
„ *deltafalcatum Quenst.*
„ *Romanoides Douv.*
} (unt. Bajocien).

Die Gruppe des *Harpoceras* (*Grammoceras Hyatt.*) *Aalense Zitt.* [6]), in welche Zittel die von Waagen [7]) aufgestellte Formenreihe der *Oppelia subradiata Sow.* einreiht, finden wir durch die *Oppelia subradiata Sow.* (u. zw. im mittleren und oberen Bajocien) vertreten.

---

[1]) Emile Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*." Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geognosie 1885. III. Beilageband, p. 585—719.

[2]) K. A. Zittel: „Palaeozoologie". II, p. 459—463.

[3]) Haug: l. c. p. 621.

[4]) Haug: l. c. p. 654.

Den Formen dieser Gruppe gibt Haug den von Hyatt aufgestellten Gattungsnamen „*Hammatoceras*" — Zittel, l. c. p. 461 unter *Hammatoceras* — vergl. auch F. G. S. Buckman: „The descent of *Sonninia* and *Hammatoceras*." The quarterly Journal of the geolog. Society of London 1889, 45. Bd., p. 651.

[5]) Emile Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*". Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geognosie 1885. Beilageband, p. 673. Im Jahre 1893 bezeichnet Haug („Études sur les Ammonites des étages moyens du système jurassique" p. 310, die Gruppe des *Harpoc. corrugatum Sow.* (p. p.) als Gruppe der „*Witchellia Romani*".

[6]) E. Haug: l. c. p. 666. — K. A. Zittel: „Palaeozoologie" II, p. 461.

[7]) Wilh. Waagen: „Die Formenreihe des *Ammonites subradiatus Sow.*" Geognost.-palaeontolog. Beiträge von Benecke. II, p. 179—256.

Harpoceras (*Hammatoceras Haug, Hyperlioceras Buckm.*) *discites Waagen.*

1868. *Ammonites discites Waagen:* „Die Zone des *Ammonites Sowerbyi*". Geognost.-palaentolog. Beiträge von Benecke II, p. 599, Taf. 28, Fig. 2*a, b.*

1885. *Harpoceras* (*Hammatoceras*) *discites* Emile Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*". Neues Jahrb. für Mineralogie und Geognosie 1885. III. Beilageband, p. 624.

1889. *Hyperlioceras discites* F. G. S. Buckman: „A Monograph on the inferior Oolite Ammonites of the british Islands". The Palaeontograph. Society. Pt. III, p. 94, Tafel 16, Fig. 12, 13; Taf. 17, Fig. 1—5; Taf. 18, Fig. 1—5.

Zahl der Stücke: 2.

Durchmesser	45 *mm*,	58 *mm*
Nabelweite	— *mm*,	11 *mm*
Windungshöhe	– *mm*,	30 *mm*
Windungsdicke	9 *mm*,	10 *mm*

Die Exemplare zeigen jene Charaktere, welche Haug (l. c.) erwähnt, nämlich „sichelförmig geschwungene Rippen, die nur an den inneren Windungen scharf markirt sind, im späteren Alter verflachen und schliesslich vollständig verschwinden". Die Scheibe ist flach; die parallel liegenden Seitenflächen fallen in stumpfen Winkeln gegen die gekielte Externseite ab. Die von Buckman (Tafel 18, Fig 4) abgebildete Form aus den Concavum Beds (Zone des *Harpoceras Sowerbyi Mill.*) von Bradford Abbas stimmt am meisten mit unserem Exemplar überein.

Waagen's Form aus der Zone des *Harpoceras Sowerbyi Mill.* von Dohnsen in Braunschweig scheint etwas hochmündiger zu sein und hat deutlichere Sichelrippen. Dem gleichen Horizonte wie die St. Veiter Stücke, nämlich der Zone des *Stephanoceras* (*Sphaeroceras*) *Sauzei d'Orb.*, entstammen die von Haug angeführten Formen von Mietesheim in Unter-Elsass, sowie die französischen Funde.

Harpoceras (*Sonninia Bayle, Hammatoceras Hyatt. Haug*) *mesacanthum Waagen.*

1868. *Ammonites mesacanthus Waagen:* „Die Zone des *Ammonites Sowerbyi Mill*". Geognost.-palaeontolog. Beiträge von Benecke, II, p, 594, Taf. 28, Fig. 1.

1885. *Hammatoceras mesacanthum* Emile Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*". Neues Jahrb. f. Mineralogie und Geognosie, 1885, III. Beilageband, p. 654.

1887. *Ammonites arenatus Quenstedt:* „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II, p. 482, Taf. 60, Fig. 10, 11.

Zahl der Stücke: 3.

Durchmesser: 69, 80 und 100 *mm*.

Schon im Jahre 1843 war im k. k. Hof-Mineraliencabinet ein aus St. Veit stammender Ammonit [1]) ausgestellt, welchen Griesbach später [2]) als „*Ammonites mesacanthus Waag.*" bestimmte und folgendermassen beschrieb: „Derbe Knoten sitzen auf einer schwachen Rippe in der Mitte der Höhe der Umgänge und nehmen an Deutlichkeit gegen die älteren Windungen zu, wo sie zu förmlichen Stacheln werden. In den inneren Windungen beginnen die Knoten mit groben Rippen abzuwechseln. Der Kiel ist deutlich zu sehen". Die St. Veiter Exemplare dürften unvollständige oder Jungendexemplare sein, da dieser Ammonit an anderen Orten, so z. B. in Schwaben bedeutende Grösse erreichte. Sehr nahestehende, aber gleichfalls viel grössere Formen sind die in den Concavum Beds von Bradford Abbas gefundenen:

Sonninia marginata Buckman l. c. Taf. 65, Fig. 1, 2.
„ *dominans Buckman* l. c. Taf. 67, Fig. 1, 2.
„ *intermediate Form. Buckman* l. c. Taf. 67, Fig. 3—5.
„ *submarginata Buckman* l. c. Taf. 71, Fig. 1—3.

Auch die „*Sonninia crassispinata Buckman*", Taf. 57, hat grosse Aehnlichkeit.

Als Stammform des *Harpoceras mesacanthum Waag.* sieht Haug (l. c.) das „*Hammatoceras Sowerbyi Mill*" an und behauptet, dass sich diese beiden in ihrer Jugend nicht unterscheiden.

Harpoceras (Dorsetensia [Witchellia Haug] liostraca Buckman) Tessonianum d'Orb.

1842. *Ammonites Tessonianus d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 392, Taf. 130, Fig. 1, 2.
1858. *Ammonites Tessonianus* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestl. Deutschland", p. 370, § 53, Nr. 24.
1858. *Ammonites Tessonianus* Quenstedt: „Der Jura", p. 394, Taf. 9.
1885. *Harpoceras Tessoni* E. Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*". Neues Jahrb. f. Mineralogie und Geognosie. III. Beilageband, p. 676.

---

[1]) Dasselbe Stück (ein Sternkern) befindet sich jetzt in der geologischen Sammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums; im Besitze der k. k. geologischen Reichsanstalt aber fand ich den zu diesem Steinkerne gehörenden Abdruck. Wurden beide Stücke, was wahrscheinlich ist, gekauft, so bedeutete das für den damaligen — gewiss nicht unpraktischen Verkäufer — doppelten Gewinn (!).

[2]) K. L. Griesbach: „Der Jura von St. Veit bei Wien". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XVIII, 1868, p. 125.

1887. *Ammonites Tessonianus* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II, p. 506, Taf. 63, Fig. 7, 8.

1892. *Dorsetensia liostraca* Buckman: „A Monograph on the inferior Oolite Ammonites of the british Islands". The Palaeontograph. Society p. 310, Taf. 53, Fig. 11—16, Taf. 55, Fig. 3—5, Taf. 56, Fig. 1.

1892. *Dorsetensia subtecta* Buckman (ibid.) p. 309, Taf. 54, Fig. 3—5, Taf. 55, Fig. 1, 2.

1893. *Witchellia liostraca* (*Dorsetensia Buckm.*) E. Haug: „Études sur les Ammonites des étages moyens du système jurassique", I. und II, p. 306, Fig. 13, p. 316.

Ein Stück.

Durchmesser	184 *mm*	1	100
Nabelweite	41 *mm*	0·223	22·3
Windungshöhe	83 *mm*	0·45	45·0
Windungsdicke	?	?	?

Das Verhältniss der Nabelweite zum Durchmesser ist also 22:100, was der Proportion des von d'Orbigny (Taf. 130, Fig. 1) abgebildeten Exemplars vollkommen entspricht, denn d'Orbigny's angegebene Berechnung 27:100 ist, vorausgesetzt, dass die Zeichnung richtig ist, falsch. Bei der von Quenstedt (Taf. 63, Fig. 7) abgebildeten, aber kleineren (160 *mm*) Form, welche der vorliegenden vollkommen gleicht, lautet das Verhältniss 18:100, scheinbar also ist es stark abweichend; in Wahrheit aber ergibt sich auch für unser Exemplar, wenn man nämlich berücksichtigt, dass mit der Scheibenzunahme auch der Grad der Evolution wächst, auf den gleichen Durchmesser von 160 *mm*, das Verhältniss 18:100. Auch das Verhältniss der Windungshöhe zum Scheibendurchmesser, d. i. 45:100, stimmt mit dem von Quenstedt angegebenen, während d'Orbigny 47:100 angibt.

Unsere Form gleicht dem äusseren Ansehen nach am meisten der *Dorsetensia liostraca* Buckman's, welcher diese Art mit dem Quenstedt'schen *Ammonites Tessonianus* („Ammoniten des schwäbischen Jura", Taf. 63, Fig. 7) identificirt, während er die etwas engnabeligere Form (bei Quenstedt, „Ammoniten des schwäbischen Jura", Taf. 63, Fig. 8) als eine neue Species unter dem Namen „*Dorsetensia subtecta*" abtrennt, die er dem d'Orbigny'schen *Ammonites Tessonianus* (d'Orb. Paléont. franç., Taf. 130, Fig. 1—2) gleichstellt.

Er schafft also für eine um so Unbedeutendes abweichende, denselben Schichten entstammende Form einen neuen Speciesnamen, der mir nicht genügend begründet erscheint.

Die gut zu erkennende Lobenlinie der St. Veiter Art hat sehr grosse Aehnlichkeit mit jener der *Dorsetensia tecta Buckman* (Taf. 56, Fig. 4), jedoch fehlt der *Dorsetensia tecta Buckm.* die Nabelkante, welche der *Dorsetensia liostraca Buckm.* und unserer Form eigen ist. Von *Dorsetensia liostraca* bildet Buckman keine Lobenlinien ab, hingegen zeigt die Lobenlinie, welche Haug (1893, l. c. p. 306, Fig. 13) von *Witchellia liostraca* abbildet, grosse Uebereinstimmung, wohl aber auch die der *Witchellia complanata* (Haug, ibidem, Fig. 12);

es werden aber gewiss bei den so nahestehenden Buckman'schen Arten *Dorsetensia liostraca*, *subtecta* und *tecta* in dieser Hinsicht keine Verschiedenheiten anzunehmen sein.

Haug, der, wie schon oben hervorgehoben wurde, die Abtrennung der *Dorsetensia* von *Witchellia* für ungerechtfertigt hält und somit die ursprüngliche Bezeichnung *Witchellia liostraca Buckm.* wieder aufnimmt, führt bei dieser Art als Synonym auch das „*Hammatoceras anacanthum Uhlig*“ [1]) an, stellt jedoch ein ? daneben; das Fragezeichen ist vollauf begründet; vielmehr ist das *Hammatoceras anacanthum Uhl.* eine gute Species mit bedeutend engerem Nabel (Nabelweite : Durchmesser = 13 : 100), welche mit unserer Form nicht identificirt werden darf. *Harpoceras Tessonianum d'Orb.* kommt in Deutschland und Frankreich vor; in St. Veit ist es selten.

Harpoceras (Sonninia Bayle, Haug) deltafalcatum Quenst.

1858. *Ammonites deltafalcatus Quenstedt*: „Der Jura“, p. 394, Taf. 53, Fig. 8 (non 7).

1885. *Harpoceras deltafalcatum* E. Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*“. Neues Jahrb. f. Mineralogie und Geognosie, III. Beilageband, p. 678.

1887. *Ammonites deltafalcatus* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura“, II, p. 559, Taf. 68, Fig. 13—16.

1893. *Sonninia deltafalcata* E. Haug: „Études sur les Ammonites des étages moyens du système jurassique“, I und II, p. 293, Taf. 9, Fig. 5, 8, 9; Taf. 10, Fig. 2.

Zahl der Stücke: 6.

Durchmesser: 34, 35, 37, 45, 51 und 64 *mm*.

Ein Stück zeigt schwachlöffelförmige, 6 *mm* lange Ohren. Die inneren Windungen, scheinbar involuter, tragen deutliche, erhabene Rippen (Bänder), welche keine Knoten bilden; die äussere Windung erscheint bedeutend glatter und hat einen Kiel mit seitlichen Furchen.

Sehr nahe steht unsere Form auch dem *Ammonites* (*Witchellia Buckm.*) *Romani Oppel* [2]) und dem *Ammonites* (*Witchellia Haug* [3]), *Dorsetensia Buckm.* [4]) *Eduardianus d'Orbigny* [5]).

---

[1]) M. Neumayr und Vict. Uhlig: „Ueber die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien.“ Denkschriften d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-naturw. Classe, 1892, Band 59, p. 45, Taf. 5, Fig. 3.

[2]) Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands“, p. 370, § 53, Nr. 22 u. 23.

[3]) E. Haug gibt (1893, l. c. p. 311—318) die genaueren Unterschiede dieser nahestehenden Formen an.

[4]) F. G. S. Buckman: „A Monograph on the inferior Oolite Ammonites of the british Islands.“ 1892. The Palaeontograph. Society, p. 304, Taf. 52, Fig. 8—24.

[5]) d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.“, p. 392, Taf. 130, Fig. 3—5.

Harpoceras (Ludwigia Douvillé.) Romanoides Douvillé.

1885. *Ludwigia Romanoides Zurcher et Douvillé*: „Sur quelques fossiles de la zone à *Ammonites Sowerbyi* des environs de Toulon“. Bullet. de la Société géolog. de France, 3. Ser., XIII, p. 28, Taf. 3, Fig. 3—5.

1885. *Harpoceras Romanoides* E. Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*“. Neues Jahrb. f. Mineralogie und Geognosie, III. Beilageband, p. 677.

Zahl der Stücke: 3.

Durchmesser: 60, 70 und 85 *mm*.

Eine ziemlich engnabelige Form mit deutlichen, schwach sichelförmigen, gebogenen Rippen, welche gegen die Mündung zu undeutlich werden. Die Windungen nehmen rasch an Höhe zu, ein Umstand, der es von dem nahestehenden *Harpoceras deltafalcatum Quenst.* unterscheidet; bei diesem ist das Verhältniss der Windungshöhe zum Durchmesser 37 : 100, bei jenem 45 : 100.

Harpoceras Romanoides Douv. bildet das Bindeglied zwischen der Stammform des *Harpoceras corrugatum Sow.* und dem *Harpoceras Romani Opp.*, unterscheidet sich jedoch von letzterem, dessen Windungsquerschnitt einem spitzwinkeligen, gleichschenkeligen Dreieck gleichsieht, durch den flach elliptischen Querschnitt der Windung.

Dem Horizonte des unteren Bajocien dürfte auch noch ein Bruchstück eines Ammoniten im Durchmesser von 33 *mm* entstammen, das keine sichere Bestimmung zulässt, wahrscheinlich aber einer Form angehörte, die am meisten Aehnlichkeit mit

Coeloceras anguinum Reinecke

hat, weshalb ich sie

Coeloceras cf. anguinum Rein.

bezeichnen will. Für etwaige bessere Funde wären zu vergleichen:

1818. *Ammonites anguinus Reinecke:* „Maris protogaei Nautilos et Argonautas descripsit etc.“ Coburg, Fig. 73.

1819. *Ammonites annulatus Sowerby*: „Mineral Conchology“, p. 273, Taf. 222, Fig. 1.

1842. *Ammonites annulatus* d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.“, p. 265, Taf. 76, Fig. 1, 2.

1848. *Ammonites annulatus* Quenstedt: „Cephalopoden“, p. 173, Taf. 13, Fig. 11.

1885. *Ammonites annulatus* (*communis*) Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura“, I, p. 366, Taf. 46, Fig. 1—10.

Diese Art kommt zwar meist im oberen Lias (ε) vor, Sowerby erwähnt aber auch ihr Vorkommen aus dem Unteroolith von Oxfordshire.

Endlich gehört hierher nach Griesbach noch das

Stephanoceras Vindobonense Griesbach.

Die Besprechung dieser Species erfolgt jedoch aus den p. 107 [13] angegebenen Gründen erst bei der Beschreibung der Arten aus dem mittleren Bajocien (auf p. 128 [34]).

b) Mittleres Bajocien.

(Brauner Jura δ, Coronaten-Schichten. Cave Oolite. Bajocien moyen.)

Es umfasst die Schichten mit

Stephanoceras Bayleanum Opp.
„ *Humphriesianum Sow.*
„ *Blagdeni Sow.*[1])

Haug nennt diese Schichten die

„Zone der *Sonninia Romani Opp.*"

Petrographisch von dem unteren Bajocien, wie schon mehrfach erwähnt, kaum zu trennen, enthalten diese mächtigen, mit schieferigen Partien wechsellagernden graublauen Kalkbänke die meisten und grössten Formen, unter denen Arten des Genus *Stephanoceras* die Hauptrolle spielen.

Auch diese Schichten „Zone des *Ammonites Humphriesianus Sow.*" waren bereits durch Griesbach[2]) nachgewiesen. Er unterschied „einen tieferen Horizont mit der häufigen Form *Ammonites Humphriesianus plicatissimus Qu.* und einen höheren mit *Ammonites baculatus Qu.* und *Hamites baculatus Qu.*" Letzterer, das „Baculatenlager" gehört jedoch nach meinen Untersuchungen nicht mehr hieher, sondern bereits in das obere Bajocien, und zwar in die Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.*, von welcher später die Rede sein wird.

In dem tieferen Horizonte, sagt Griesbach ferner, kommt in Menge eine feinrunzelige *Posidonia* vor, welche an die *Posidonia Bronni Voltz.* erinnert, sowie verschiedene Ammoniten, die sich des schlechten Erhaltungszustandes wegen nicht bestimmen lassen, auch einen Belemniten und einen Aptychus erwähnt er daraus. Im Ganzen also sind es sehr dürftige, vermuthlich auf ein sehr mangelhaftes, schlechtes Material gegründete Angaben über diesen Horizont, welcher nach meinen Untersuchungen eine so reiche Artenanzahl, wie sie im Folgenden besprochen wird, in sich schliesst.

---

[1]) Eine Trennung in ebenso viele Zonen dieser Arten, wie sie vielleicht an anderen Localitäten auf Grund der beobachteten Unter- und Ueberlagerung, sowie etwaiger petrographischer Verschiedenheiten wegen möglich sein könnte, kann hier keinesfalls vorgenommen werden; alle drei Arten finden sich vergesellschaftet in dem petrographisch einheitlichen Schichtencomplex. Aus diesem Grunde wäre daher eine einheitliche Bezeichnung, etwa „Stephanoceraten-Schichten" für St. Veit empfehlenswerther.

[2]) K. L. Griesbach: „Der Jura von St. Veit bei Wien." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XVIII., 1868, p. 127.

Ausser dem *Aptychus lamellosus Park.*, zahlreichen theils grob-, theils feinrunzeligen Posidonien (*Posidonia Suessi Oppel*), sowie spärliche Reste von *Pecten sp.*, *Lima sp.*, *Avicula sp.*, *Modiola sp.* und Crinoidenstielgliedern finden sich folgende Cephalopodenarten in diesen Schichten:

Belemnites giganteus Schloth.
„ *canaliculatus Schloth.*
„ *Eduardi nova species.*
Nautilus obesus Sow.
„ *clausus d'Orb.*
Phylloceras heterophylloides Opp.
„ *Zignoanum d'Orb.* (*Neumayr*).
Lytoceras cf. Eudesianum d'Orb.
Oppelia subradiata Sow.
Stephanoceras Vindobonense Griesb.
„ *Bayleanum Opp.*
„ *tenuicostatum nova species.*
„ *Humphriesianum Sow.*
„ *subcoronatum Opp.*
„ *Blagdeni Sow.*
„ *Braikenridgi Sow.*
Sphaeroceras Brongniarti Sow.
„ *evolvescens Waag.*

Belemnites (Megateuthis Bayle) giganteus Schloth.

1820. *Belemnites giganteus Schlotheim*: „Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte", p. 45

1823. *Belemnites ellipticus J. S. Miller*: „Observations on Belemnites." Transactions of the geolog. Soc., 2. Vol., p. 60, Taf. 8, Fig. 14—17.

1827. *Belemnites quinquesulcatus Blainville*: „Mémoire sur les Belemnites", p. 83, Taf. 2, Fig. 8, 8a.

1830. *Belemnites quinquesulcatus* Zieten: „Die Versteinerungen Württembergs", p. 26, Taf. 20, Fig. 3

1842. *Belemnites giganteus* d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 112, Taf. 14, Fig. 1.

1848. *Belemnites giganteus* Quenstedt: „Cephalopoden", p. 428, Taf. 28, Fig. 1—11.

1858. *Belemnites giganteus* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 364, § 53, Nr. 10.

1869. *Belemnites giganteus* John Phillips: „A Monograph of british Belemnitidae." London. Palaeontogr. Society, 4. Heft, p. 98, Taf. 22, Fig. 54; Taf. 23, Fig. 55.

Die durch ihre Grösse, schlanke Form, den eiförmigen Querschnitt, sowie durch fünf Furchen an der Spitze und das Fehlen eines

ventralen Schlitzes gut charakterisirte, weitverbreitete Species, deren Hauptlager die Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* ist, kommt auch in St. Veit in dieser Zone, aber selten vor.

Belemnites canaliculatus Schloth.

1820. *Belemnites canaliculatus Schlotheim*: „Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte", p. 49.
1823 *Belemnites sulcatus J. S. Miller*: „Observations on Belemnites." Transactions of the geolog. Soc., 2. Vol., p. 59, Taf. 8, Fig. 3, 4, 5.
1827. *Belemnites Altdorfiensis Blainville*: „Mémoire sur les Belemnites", p. 69.
1858. *Belemnites canaliculatus* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 365, § 53, Nr. 12.
1869. *Belemnites canaliculatus* John Phillips: „A Monograph of british Belemnitidae" (non *Bessinus d'Orb.*). London. Palaeontogr. Society, 4. Heft, p. 103, Taf. 25, Fig. 61.
1885. *Belemnites canaliculatus* Quenstedt: „Handbuch der Petrefactenkunde", 3. Aufl., p. 601, Taf. 47, Fig. 15.

Er ist ziemlich häufig in St. Veit und war sein Vorkommen bereits Griesbach bekannt, der ihn aber fälschlich dem Malm zurechnet, denn *Belemnites canaliculatus Schloth.* beginnt mit der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* und geht bis in die obersten Lagen des Bathonien. In St. Veit findet er sich im mittleren und oberen Bajocien.

Ein Bruchstück von 20 *mm* Durchmesser mit sehr breiter Furche, das unter dem Materiale war, dürfte wahrscheinlich einem grossen Exemplar eines *canaliculatus* angehört haben.

Belemnites Eduardi nova species.

(Tafel III, Figur 1 *a*, *b*, *c*, 2 *a*, *b*, *c*, *d*.)

Diese mir nur in wenigen Bruchstücken vorliegende charakteristische Form zeigt das Rostrum bedeutend schlanker und regelmässiger, schärfer zugespitzt, als bei den canaliculaten Formen.

Auf der Ventralseite befindet sich eine scharf ausgeprägte Furche, welche in gleicher Stärke von der Alveole bis in die äusserste Spitze zieht.

Dieses Merkmal reiht unsere Form unter die *Gastrocoeli d'Orb.* [1]), wohin auch die *canaliculati d'Orb.* gehören. Bei den Canaliculaten geht die Furche nicht bis an die Spitze, sondern sie endigt, meist verflachend, vor derselben. Zum wesentlichsten Unterschied von den Canaliculaten und zugleich seine Eintheilung in die Gruppe der *Hastati d'Orb.* bestimmend, wird jedoch für *Belemnites Eduardi* das

[1]) Siehe John Phillips: „A Monograph of british Belemnitidae." London. Palaeontogr. Society, 1863—1869, I—V, p. 27, 28,
K. A. Zittel: „Palaeozoologie", II, p. 503.

Vorhandensein von deutlichen, wenn auch schwachen Dorsolateralfurchen an der Spitze (Spitzenfurchen, siehe Taf. III, Fig. 2 *d*), welche sich bald gegen vorne verlieren. Da kein vollständiges Exemplar vorliegt, kann nicht angegeben werden, ob auch *Belemnites Eduardi* die den meisten hastaten Formen eigene Verschmälerung der Scheide in der Alveolarregion besass. Zu den auffallendsten Merkmalen dieser Art gehört die starke laterale Compression des Rostrums, welche die in der Dorsoventralrichtung ziemlich verlängerte Form des Querschnittes zur Folge hat (siehe Taf. III, Fig. 1 *b*, *c*, 2 *c*, *d*). Folgende Maasse mögen dies erläutern: Der Abstand beider Lateralseiten beträgt z. B. für einen bestimmten Querschnitt 10·5 *mm*, der Abstand der Ventralseite von der Dorsalseite in demselben Querschnitte 13 *mm*, d. h. das Verhältniss des hier kleineren (lateralen) zum grösseren (dorsoventralen) Durchmesser ist 1 : 1·238 (immer wenigstens 1 : 1·20). Bei den Canaliculaten, bei welchen das Rostrum meist in der Dorsoventralrichtung flacher gedrückt ist, ist dieses Verhältniss 1 : 0·77—0·95 (1·00).

Die Apicallinie ist nur wenig der Ventralseite genähert; über das Verhalten der concentrischen Ringe beim Herantreten an die Furche lässt sich in Folge des Erhaltungszustandes nichts Bestimmtes sagen. Ebenso ist in Bezug auf das Vorhandensein einer Ostracallamelle eine bestimmte Aeusserung schwer möglich, nur bei einem der grösseren Bruchstücke, bei dem ein kleiner Theil der Alveole erhalten geblieben ist, kann man einen gegen die Furche hinziehenden, geradlinigen, feinen Sprung beobachten.

Aehnliche, pfriemenförmig verlängerte, lateral comprimirte und durch Spitzenfurchen ausgezeichnete Belemnitenformen finden sich im Lias in der Gruppe des *Belemnites tripartitus Schloth.* [1]); diesen aber fehlt die sehr charakteristische, scharf ausgeprägte und weit nach vorne reichende Ventralfurche. (Sie gehören in die Gruppe der *Acuarii d'Orb.*)

Von den bisher bekannten Formen des Unterooliths steht der vorliegenden Art wohl am nächsten der *Belemnites Blainvillei Voltz.* [2]) Er hat ebenfalls schlankes, langes Rostrum, tiefe, aber breitere Ventralfurche; auch das Rostrum erscheint — besonders nach d'Orbigny's Abbildung des Querschnittes — lateral comprimirt, während die von Phillips abgebildete Form — sonst ähnlich — einen kreisrunden Querschnitt zeigt. Ein wesentlicher Unterschied aber ist, dass *Belemnites Blainvillei Voltz.* keine Dorsolateralfurchen besitzt, d. h. in die Gruppe der *Canaliculati d'Orb.* gehört. Auch *Belemnites Bessinus d'Orb.* [3]) derselben Gruppe steht unserer Form

[1]) Vergleiche Quenstedt: „Cephalopoden", 1849, p. 419, Taf. 26, Fig. 16. 17. — John Phillips: „A Monograph of british Belemnitidae." London. Palaeontogr. Society, 1887, 2. Heft, p. 62, Taf. 11, Fig. 28.

[2]) 1842. d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 107, Taf. 12, Fig. 9—16.
1858. Oppel: „Die Juraformation u. s. w.", p. 364, § 53, Nr. 11.
1868. J. Phillips: „A Monograph of british Belemnitidae." London. Palaeontogr. Soc., IV. Heft, p. 102, Taf. 25, Fig. 59—60.

[3]) 1842. d'Orbigny: l. c., p. 110, Taf. 13, Fig. 7—13.
1868. J. Phillips: l. c. p. 106, Taf. 26, Fig. 63.

nahe, aber er ist nicht so schlank, sein Querschnitt flacher, die Furche viel breiter. Breiter und flacher ist auch der *Belemnites sulcatus Blainv.* [1]) aus dem Unteroolith.

In der geologischen Sammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums fand ich zwei Belemnitenbruchstücke aus dem Unteroolith von Bayeux, welche nicht bestimmt waren. Ein Vergleich mit den vorliegenden Stücken ergab in allen wesentlichen Merkmalen solche Uebereinstimmung, dass ich annehmen muss, dass *Belemnites Eduardi* auch in Bayeux vorkommt, woher diese Species jedoch bis nun noch nicht beschrieben wurde. *Belemnites Eduardi* hat sein Lager in dem mittleren (vielleicht schon unteren) Bajocien.

Nautilus Breyn.

Die Nautiliden sind im Verhältniss zu den Ammonitiden selten in St. Veit; bis jetzt war noch kein Vertreter dieses Genus von dort bekannt. Die zwei hier vorkommenden Arten:

Nautilus obesus Sow. und
„ *clausus d'Orb.*,

welche auch im Unteroolith von Bayeux gefunden werden, gehören der Gruppe der *Simplices Quenst.* (*Laevigati d'Orb.*) [2]) an.

Nautilus obesus Sow.

1820. *Nautilus obesus Sowerby*: „Mineral Conchology", II., p. 51, Taf. 124.
1842. *Nautilus lineatus d'Orbigny*: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 155, Taf. 31.
1891. *Nautilus obesus* Arth. H. Foord: „Catalogue of the fossil Cephalopoda in the british Museum", II., p. 217, Taf. 44.

Zahl der Stücke: 9.

Ihre Grösse schwankt zwischen 48 *mm* und 200 *mm* Durchmesser. Leider sind es meist verdrückte Bruchstücke. Immerhin gestattet die Scheidewandlinie, die Gestalt des Nabels, sowie die äussere Form eine sichere Bestimmung Bei den Exemplaren aus Bayeux und St. Veit ist der laterale Lobus etwas tiefer als bei den englischen.

Nautilus clausus d'Orb.

1842. *Nautilus clausus d'Orbigny*: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 158, Taf. 33.
1878. *Nautilus clausus* Bayle: „Explication de la Carte géolog. de la France", Vol. IV, Taf. 36.

---

[1]) 1823. J. S. Miller: „Observations on Belemnites." Transactions of the geolog. Society of London (1829), p. 59, Taf. 8, Fig. 3, 4, 5.
1868. J. Phillips: l. c. p. 115, Taf. 29, Fig. 71, 72, 73; Taf. 30, Fig. 74, 75.

[2]) Siehe K. A. Zittel: Palaeozoologie, II., p. 383.

1891. *Nautilus clausus* A. H. Foord: „Catalogue of the fossil Cephalopoda in the british Museum“, II., p. 255, Fig. 49.

Zahl der Stücke: 4.

Durchmesser: 110, 120, 120 und 125 *mm.*

Nur ein Exemplar dieser ungenabelten Form, bei welchem auch noch der Mundrand zu erkennen war, war unverdrückt. Man sieht gut die charakteristische Scheidewandlinie, welche mit der des aus St. Vigor bei Bayeux abgebildeten (Bayle: Taf. 36) am besten übereinstimmt.

Phylloceras *Suess.*

Das Genus *Phylloceras* ist in St. Veit durch 7 Arten, welche 5 verschiedenen Formenreihen angehören, vertreten, und zwar:

Formenreihe des *Phylloceras heterophyllum Sow.* (*Neumayr*).

Phylloceras Kudernatschi v. Hauer. } aus den Klausschichten.
„ *haloricum v. Hauer.* }

Formenreihe des *Phylloceras Capitanei Catullo* (*Neumayr*).

Phylloceras heterophylloides Opp. aus dem mittl. Bajocien.

Formenreihe des *Phylloceras ultramontanum Zitt.* (*Neumayr*).

Phylloceras Zignoanum d'Orb. Neum. aus dem mittl. Bajocien.
„ *mediterraneum Neum.* aus den Klausschichten.

Formenreihe des *Phylloceras Partschi, Stur (Geyer, Zittel).*

Phylloceras viator d'Orb. aus dem oberen Bajocien.

Formenreihe des *Phylloceras tortisulcatum d'Orb. (Pompeckj).*

Phylloceras sp. aff. tortisulcatum d'Orb. aus den Klausschichten.

Trotzdem die Phylloceraten in allen Horizonten häufig sind, war bisher nur das *Phylloceras haloricum v. Hauer* bekannt. Die grossen Formen (d. i. *Ph. heterophylloides Opp.* und *Ph. Zignoanum d'Orb. Neum.*) gehören dem mittleren Bajocien an; in den jüngeren Schichten kommen nur kleine Formen vor.

Phylloceras heterophylloides Opp.

1858. *Ammonites heterophylloides Oppel*: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands“, p. 387, § 53, Nr. 33.

1869. *Phylloceras heterophylloides* Zittel: „Ueber *Phylloceras tatricum Pusch.*“ Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt, XIX., p. 59.

1871. *Phylloceras heterophylloides* M. Neumayr: „Jurastudien“, II., Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt, XXI., p. 331, Taf. 15, Fig. 1.

Zahl der Stücke: 3.

Durchmesser: 136, 206 und 255 *mm.*

Diese Species, welche bisher nur aus dem Unteroolith von Bayeux bekannt war, beschreibt Oppel (l. c.) folgender-

massen: „Von dem echten Sowerby'schen *Ammonites heterophyllus* des oberen Lias weicht diese Species in mehreren Beziehungen ab, sowohl die Loben, als die Schale, sowie die ganze äussere Form zeigen Unterschiede. Die Radialstreifung der Schale besteht aus schmalen Lamellen, welche abwechselnde Querfalten besitzen. Er hat zwar die enggenabelte Form des *Ammonites heterophyllus Sow.*, ist aber aufgeblähter und besitzt einen breiteren Rücken, nähert sich also mehr dem *Ammonites tatricus Pusch.*" Hiezu bemerkt noch Neumayr (l. c.): „Die Flanken sind gleichmässig gewölbt, die Nahtfläche steil einfallend; die Schale trägt auf der Externseite 6 sehr flache, breite Querwülste, welche sich — schwächer werdend — auch noch auf $1/3$ der Flanken erstrecken und denen auf dem Steinkerne nach vorne gerichtete Furchen entsprechen."

Da alle drei Exemplare Steinkerne sind, so entfällt die Beobachtung der feinen Schalensculptur, selbst die Furchen sind bei dem Erhaltungszustande nur undeutlich wahrnehmbar. Hingegen bekundet neben dem ovalen Querschnitt und der breiten Externseite vor Allem die deutlich erkennbare Lobenlinie die Zugehörigkeit zu *Phylloceras heterophylloides Opp.* Von der Lobenlinie sagt Neumayr Folgendes: „Sie stimmt in ihren wesentlichsten Merkmalen mit derjenigen von *Phylloceras connectens Zitt.* überein; der erste Lateralsattel endet dreiblättrig, der zweite und der Aussensattel zweiblättrig; nur scheinen die Loben mehr verzweigt und die Sattelblätter stärker zerschlitzt." Alles dies sehen wir auch an der Lobenlinie unserer Form. Der erste Lateralsattel endigt dreiblättrig, doch ist das äussere Blatt etwas kürzer und schwächer, was dem Charakter der ganzen Formenreihe entspricht. Die beiden inneren spalten sich, so dass es den Anschein hat, als würde der erste Lateralsattel fünfblättrig und ziemlich unsymmetrisch enden.

Als ein ähnliches Beispiel aus dieser Formenreihe kann das *Phylloceras Benacense Catullo* [1]) aus den Schichten des *Aspidoceras acanthicum Opp.* angeführt werden. Auch bei ihm erscheint der erste Lateralsattel durch Secundärtheilung eigentlich fünfblättrig. Diese Secundärtheilung der Blätter sieht man aber auch in der Formenreihe mit zweiblättrigem ersten Lateralsattel, nämlich der des *Phylloceras heterophyllum Sow.* bei einzelnen Formen ausgeprägt, z. B. bei: *Phylloceras Kunthi Neum.* [2]), bei *Phylloceras isotypum Ben.* [3]) und bei *Phylloceras saxonicum Neum.* [4]). Sie bildet ein ziemlich auffälliges Merkmal und es wäre vielleicht nicht unzweckmässig, dies berücksichtigend, Subreihen aufzustellen.

Unsere Lobenlinie zeigt ferner vier Auxiliarsättel, von denen die ersten drei regelmässig zweiblättrig, der vierte aber einblättrig endet.

---

[1]) M. Neumayr: „Jurastudien", II. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXI., p. 336, Taf. 15, Fig. 3*b*, 3*c*.

[2]) M. Neumayr: „Jurastudien", II. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXI., p. 312, Taf. 12, Fig. 6.

[3]) M. Neumayr: (l. c.) p. 314, Taf. 13, Fig. 3.

[4]) M. Neumayr: (l. c.) p. 315, Taf. 14, Fig. 2.

Die Steinkerne sind alle bis an das Ende gekammert, also unvollständig und bezeugen, dass diese Species jedenfalls eine ansehnliche Grösse erreichte.

Was ihr Lager betrifft, so nahm Neumayr als solches „entweder die Zone des *Stephanoceras Parkinsoni Sow.* oder des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.*“ an. In St. Veit gehört das *Phylloceras heterophylloides Opp.* ohne Zweifel dem Lager des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* an, in welchem es seltener als das folgende *Phylloceras Zignoanum d'Orb. Neum.* gefunden wird.

Phylloceras Zignoanum d'Orb. Neumayr.

1871. *Phylloceras Zignoanum d'Orb. Neumayr:* „Jurastudien“, II. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXI, p. 339, Taf. 17, Fig. 1.

1886. *Phylloceras Zignoanum* Vacek: „Oolithe von Cap S. Vigilio.“ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., XII., p. 66, Taf. 4, Fig. 8—11; Taf. 5, Fig 14.

Zahl der Stücke = 19.

Ihr Durchmesser schwankt zwischen 100 und 140 *mm*.

Neumayr übertrug den d'Orbigny'schen Namen lediglich auf die aus dem französischen Unteroolith stammende Form, welche sich von der früher fälschlich unter demselben Namen mit ihr vereinigten, horizontal wie vertical (Klausschichten bis Tithon) sehr verbreiteten Art, die er *Phylloceras mediterraneum* nennt, dadurch wesentlich unterscheidet, dass der erste Lateralsattel nicht dreiblättrig, sondern zweiblättrig endet, ein Umstand, welcher sowohl Kudernatsch als auch Zittel aufgefallen war, die dies aber einem Irrthum in der Zeichnung bei d'Orbigny zuschrieben.

Der zweite Lateral- sowie der Aussensattel endigen gleichfalls zweiblättrig. Ausser diesen sind noch vier Auxiliarsättel vorhanden, deren erste zwei zweiblättrig, die gegen die Naht zu gelegenen aber einblättrig enden. Die schwach gewölbten Flanken zeigen meist 7 Einschnürungen (Furchen) auf den Umgang. Die Länge der Wohnkammer beträgt etwas mehr als einen halben Umgang. Ich fand diese Species im Glassauer Steinbruch in ein und demselben Kalkbankblocke mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* vergesellschaftet, wodurch ihr Lager zweifellos festgestellt ist.

Lytoceras cf. Eudesianum d'Orb.

1842. *Ammonites Eudesianus d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.“, p. 386, Taf. 128, Fig. 1—3.

1878. *Lytoceras Eudesianum* Dr. Carl Gottsche: „Ueber jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Cordillere.“ „Palaeontographica“, Cassel. Suppl. III, 2. Lieferg., 2. Heft, p. 8, Taf. 1, Fig. 1.

1896. *Lytoceras Eudesianum* [1]) Dr. J. F. Pompeckj: „Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des schwäbischen Jura." Stuttgart. II, p. 128.

Zahl der Stücke: 4.

Durchmesser: 87, 89, 423 und 473 *mm*.

Gehört der Formenreihe des *Lytoceras fimbriatum Sow. sp. Pompeckj* [2]) an.

Die zwei kleineren Bruchstücke zeigen blos die innerste Windung der zu bedeutender Grösse anwachsenden Art. Aber auch die grossen Stücke sind nicht vollständig, denn es fehlt ihnen noch ein Theil der Wohnkammer, so dass anzunehmen ist, dass diese Form einen Durchmesser von über ein halbes Meter (vielleicht auch 600 *mm*), somit jene Grösse erreichte, welche Quenstedt's *Ammonites fimbriatus gigas* [3]) zeigt, der, wie auch Pompeckj behauptet, sicher nichts anderes, als ein ausgewachsenes Individuum eines *Lytoceras Eudesianum d'Orb* ist.

Da wir es bei den vorliegenden Stücken nur mit Steinkernen zu thun haben, so ist auch „die für die Schale charakteristische, wellenförmige Buchtung des Vorderrandes der Schalenlamellen" [4]) nicht sichtbar. An den innersten Windungen sieht man jedoch eine sehr feine Rippung; die einzelnen Rippen stehen 1 *mm* von einander entfernt, mit Zunahme der Grösse, Dicke der Windungen, wächst ihre Entfernung, bis sie schliesslich in wenige, ungefähr 37 *mm* von einander abstehende, deutliche Anschwellungen übergehen.

Das grösste Exemplar (der Sammlung des geologischen Institutes der k. k. Universität gehörig) zeigt vier an Dicke und Höhe in steigendem Masse zunehmende Windungen. Die Verhältnisszahl, welche uns die Scheibenzunahme angibt, wächst daher mit jeder Windung; zuerst ist sie 2·39, dann 2·46 und schliesslich 3, Verhältnisse, wie sie auch Teisseyre [5]) an ähnlichen grossen Formen constatirte.

In gleicher Weise nimmt auch die Evolution zu, so dass die letzte Windung die vorhergehende nur mehr um sehr Geringes berührt, gleichsam tangirt, welche Erscheinung Pompeckj an grossen, schwäbischen Exemplaren erwähnt.

Der ungünstige Erhaltungszustand unserer Stücke gestattet zwar keine vollkommen sichere Bestimmung, doch glaube ich mit grosser Wahrscheinlichkeit unsere Form, welche ein Begleiter des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* ist, dem *Lytoceras Eudesianum d'Orb.* aus dem französischen Unteroolith am nächsten stellen zu können.

Solche grosse Lytoceraten treten bereits im Lias („Lineaten") auf und behaupten sich — ziemlich verbreitet — in mannigfachen, einander nahestehenden Uebergangsformen bis ins Kelloway.

---

[1]) Synonymie.

[2]) Pompeckj: (l. c.) p. 96.

[3]) Quenstedt: „Ammoniten des schwäbischen Jura", II, p. 550, Taf. 68, Fig. 1, 2.

[4]) Pompeckj: l. c., p. 129.

[5]) Teisseyre: „Notiz über einige seltene Ammoniten der Baliner Oolithe." Verhandl. d. k k. geol. R.-A., 1887, p. 49.

Eine Uebergangsform vom *Lytoceras Eudesianum d'Orb.* zum jüngeren *Lytoceras Adelae d'Orb.*[1]) ist das *Lytoceras Adeloides Kud.*[2]) aus den Klausschichten. Aus dem Baliner Oolithe beschreibt Teisseyre[3]) ein *Lytoceras media forma Eudesianum-Adeloides* mit einem Durchmesser von 220 *mm.*

Aeltere Vertreter solcher Riesen sind, abgesehen von den im schwäbischen Lias zahlreich vorkommenden Lineaten das *Lytoceras Franciski Opp.*[4]) aus dem Oolithe von Cap S. Vigilio mit 445 *mm* Durchmesser, sowie das 600 *mm* grosse *Lytoceras rex Waag.*[5]), welches Herr Professor Waagen auf Kutch, an der Mündung des Indus fand.

Oppelia subradiata Sow.[6])

1820. *Ammonites subradiatus Sowerby:* „Mineral Conchology", II, Taf. 421, Fig. 2.
1876. *Ammonites subradiatus*[7]) W. Waagen: „Die Formenreihe des *Ammonites subradiatus Sow.*" Geognost.-palaeontolog. Beiträge von Benecke, II, p. 193, Taf. 16, Fig. 1—5.
1878. *Oppelia subradiata* Bayle: „Explication de la Carte géolog. de la France." Taf. 90, Fig. 1—4.

Zahl der Stücke: 3.

Das am besten erhaltene Stück hatte einen Durchmesser von 43 *mm.* Es zeigt deutlich die enge stehenden Sichelrippen, welche aber nur auf der der Externseite zu gelegenen Hälfte der Seiten hervortreten, während die andere Schalenhälfte bis zum engen Nabel glatt ist. Die *Oppelia subradiata Sow.* kommt, wie Waagen sagt, „schon in der Zone des *Harpoceras Sowerbyi Mill.* vor und ist ferner sehr häufig in der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* und bis ins untere Kelloway." In St. Veit ist sie sowohl im mittleren (Zone des *St. Humphriesianum Sow.*), als auch im oberen Bajocien (Zone des *Cosmoc. subfurcatum Ziet.*), wie mich Funde an Ort und Stelle lehrten, vertreten, gehört jedoch zu den Seltenheiten.

Stephanoceras *Waagen.*

Der grösste Theil des mir vorgelegenen Materiales bestand aus Formen, welche diesem Genus angehörten. Es waren aber durchwegs

---

[1]) d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 494, Taf. 183.

[2]) Kudernatsch: „Die Ammoniten von Swinitza." Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1886, Bd. I, 2. Abthlg., Nr. 1, p. 9, Taf. 2, Fig. 14—16.

[3]) Teisseyre: „Notiz über einige seltene Ammoniten der Baliner Oolithe." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A, 1887, p. 48.

[4]) Vacek: „Oolithe von Cap S. Vigilio." Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., XII, p. 60, Taf. 2, Fig. 1—4.

[5]) Waagen: „Jurassic Fauna of Kutch." Memoirs of the geolog. Survey of India 1875. Cephalopoda. Vol. I, p. 36, Taf. 8, Fig. 1.

[6]) Siehe p. 111 [17] und C. Haug: „Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras.*" Neues Jahrb. für Mineralogie und Geognosie. III. Beilageband, p. 695.

[7]) Synonymie.

Steinkerne, meist stark deformirt und platt gedrückt und nur ein verhältnissmässig geringer Theil war in der ursprünglichen Gestalt erhalten. Bei der grossen Mannigfaltigkeit der Formen dieser Gattung, welche oft nur durch sehr geringe Unterschiede, betreffend das Maass der Aufgeblähtheit der Windungen, Zahl und Feinheit der Rippen, Ausgeprägtheit der Knoten, Grad der Evolution u. dgl. von einander abweichen, war die Bestimmung und Abgrenzung der Arten einigermassen schwierig. Dennoch konnte ich 8 Species auseinander halten, welche allerdings von mannigfachen Variationen, Uebergangsformen begleitet sind.

Die gleiche Mannigfaltigkeit herrscht auch unter den schwäbischen Vorkommnissen und Quenstedt macht darauf aufmerksam [1]), dass „die Meinungen in der Abgrenzung dieser Gruppe sehr auseinandergehen". Er erleichterte aber späteren Forschern die Bestimmung keineswegs durch die zu weit gehende Trennung, wonach er die Variationen des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.*, von welchen die gleich zu erwähnenden nicht genügend charakteristische Merkmale besitzen, durch Hinzufügung eines dritten Namens, nämlich: „*Ammonites Humphriesianus pinguis*", „*A. H. umbilicus*", „*A. H. plicatissimus*", „*A. H. nodosus*", „*A. H. crassicosta*", „*A. H. turgidulus*", „*A. H. pyritosus*", „*A. H. mutabilis*", „*A. H. Zieteni*" und „*A. H. planula*" [2]) gewissermassen als verschiedene Species hinstellte.

Die französischen Forscher nehmen einzelne dieser Bezeichnungen bei der Bestimmung ihrer Formen auf; sie führen an: „*Coeloceras plicatissimum Qu.*" [3]), „*Coeloceras nodosum Qu.*" [4]), „*Coeloceras pyritosum Qu.*" [5]), und scheinen somit diese Formen als wohlberechtigte Species anzuerkennen, während ich der Ansicht bin, auch diese als „Variationen" des Typus *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* gelten und obige Benennungen, von welchen übrigens Quenstedt (Amm. d. schw. Jura II. p. 532) selber sagt: „dass sie nicht viel bedeuten sollen und zur Noth auch verwechselt werden könnten, ohne dass dadurch ein wesentlicher Fehler in der Bestimmung gemacht würde", fallen zu lassen. Hiebei sei noch erwähnt, dass man in den neueren französischen Abhandlungen (so bei E. Haug, A. Riche, Kilian und Petitclerc u. A.) beharrlich die Genusbezeichnung „*Coeloceras*" bei den Formen: „*Humphriesianum Sow.*, *Vindobonense Griesb.*, *Bayleanum Opp.* (*plicatissimum Qu.*, *nodosum Qu.*, *pyritosum Qu.*)" eingesetzt findet, während doch allgemein dieser Gattungsname „*Coeloceras*" nur den älteren, ungeknoteten (Liasplanulaten Quenstedt's) beigelegt wird, welche wahrscheinlich als die Stammformen anzusehen sind, aus denen dann die jüngeren, im Dogger

---

[1]) Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura." Text II, p. 526.

[2]) Siehe Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", 1887, II, p. 530—532, 533—538, Taf. 65, Fig. 12, 13, 14, 16, 17; Taf. 66, Fig. 1—6, 10.

[3]) z. B. bei Kilian und Petitclerc: „Contributions a l'Étude du Bajocien", 1894. Mémoires de la société d'Émulation de Montbéliard, p. 37, 39, 75.

[4]) z. B. bei Kilian und Petitclerc: l. c., p. 20, 75.

[5]) z. B. bei E. Haug: „Études sur les Ammonites des Etages moyens du système jurassique." Bullet. de la Société géolog. de France. 3. ser., XX, p. 327, 328.

ausserordentlich verbreiteten „Stephanoceraten“ hervorgingen, welch' letztere wieder in die im Malm dominirenden „Perisphincten“ übergehen.

Die in St. Veit vertretenen Arten des Genus „*Stephanoceras*“ sind folgende:

Stephanoceras Vindobonense Griesb.
„ *Bayleanum Opp.*
„ *tenuicostatum nova species.*
„ *Humphriesianum Sow.* (Typus u. Variationen)
„ *subcoronatum Opp.*
„ *Blagdeni Sow.*
„ *Braikenridgi Sow.*

sämmtliche aus dem mittleren Bajocien, und

Stephanoceras linguiferum d'Orb.

aus dem Bathonien (Klausschichten).

Stephanoceras Vindobonense Griesbach [1]).

1868. *Ammonites Vindobonensis K. L. Griesbach:* „Der Jura von St. Veit bei Wien.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XVIII., p. 126, Taf. 4.

Zahl der Stücke: 5.

Durchmesser: 80—130 *mm*.

Die Evolution beginnt bei 25—27 *mm* Nabelweite; Zahl der Rippen auf einen Umgang 30—37 (meist 33).

Griesbach gibt — mit vollem Rechte — an, dass der *Ammonites Vindobonensis* dem *Ammonites Humphriesianus Sow.* sehr nahe stehe und dass er „die Mitte hält zwischen *Amm. Humphriesianus plicatissimus Qu.* und *Ammonites polymerus Waag.*“, als wesentlichstes Unterscheidungsmerkmal aber führt er für *Ammonites Vindobonensis* das Engerwerden der letzten Windung, das Ausschnüren der Wohnkammer an. Wenn nun dieses Merkmal als ein specifisches aufgefasst werden soll, so ist dies der hauptsächlichste Grund, der mich veranlasst, aus der grossen Zahl der Formen fünf Stück als *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* abzutrennen. Von dem typischen *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* scheint mir das *Stephanoceras Vindobonense Griesb.*, das in Bezug auf den Grad der Evolution, die Rippung, die Knoten mit ihm völlig übereinstimmt, nur durch die etwas flachere Form und weniger aufgeblähten, nicht ganz so plumpen Windungen, sowie durch die oben erwähnte Verengung abzuweichen.

Stephanoceras Bayleanum ist feiner gerippt, tellerförmiger und hat nur allmälig und unbedeutend an Dicke zunehmende Umgänge.

Auf denselben Umstand weist Zittel [2]) hin; er führt aus den Centralappeninen das *Stephanoceras Vindobonense Griesb.*, *Bayle-*

[1]) Siehe p. 107 [13] und 117 [23].
[2]) Zittel: „Geologische Beobachtungen aus den Central-Appeninen.“ Geognost.-palaeontolog. Beiträge von Benecke, II., 1868, p. 139.

anum Opp. und *Humphriesianum Sow.* an und sagt über das erstere, ein Exemplar von 250 *mm* Durchmesser, „dass es sich von *Stephanoceras Bayleanum Opp.* nur durch viel stärkere Dicke der Windungen unterscheide".

Eine ähnliche Form ist ferner das *Coeloceras longalvum Vac.* aus der Zone des *Harpoceras Murchisonae Sow.* von Cap S. Vigilio. Vacek [1]) schreibt darüber: „Dem *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* steht es ziemlich nahe, doch hat *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* etwas flachere Umgänge, gröbere Rippung und zeigt auch im Lobenbau kleine Unterschiede." Er vergass hiebei noch zu erwähnen, dass *St. Vindobonense Griesb.* eine deutliche Knotung besitzt, welche bei *Coel. longalvum Vac.* fehlt. Da an keinem unserer vielen Steinkerne die Lobenlinie auch nur einigermassen gut zu sehen war, so entfiel die Betrachtung dieses Merkmales beim Vergleiche der Formen.

Kilian und Petitclerc [2]) erwähnen das Vorkommen von „*Coeloceras Vindobonense Griesb.*" aus Frankreich. Wie schon oben (p. 107 [13]) erwähnt, halte ich für das eigentliche Lager des *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* die Schichten mit *Stephanoceras Humphriesianum Sow.*, d. h. das mittlere Bajocien.

Stephanoceras Bayleanum Opp.

1858. *Ammonites Bayleanus Oppel:* „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 377, § 53, Nr. 43.
1887. *Ammonites Humphriesianus macer. Quenstedt:* „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II., p. 528, Taf. 65, Fig. 10.

Ein einziges Bruchstück.

Durchmesser	225 *mm*
Nabelweite	160 „
Windungshöhe (bis zur Naht)	32 „
Windungsdicke	35 „

Diese, wo immer sie vorkommt, anscheinend seltene Art hat charakteristische Merkmale. Sie ist flach tellerförmig, frühzeitig evolut werdend; ihre Windungen nehmen nur in sehr geringem Masse an Höhe und Dicke zu, sind ziemlich evolut und haben einen fast kreisförmigen Querschnitt. Die Rippen sind zahlreicher und feiner, als bei *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* (beziehungsweise auch *Steph. Vindobonense Griesb.*).

Unser Exemplar gleicht vollkommen einem aus Bayeux stammenden, welches in der Schausammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums aufgestellt ist.

Ausserordentlich ähnlich ist dem *Stephanoceras Bayleanum Opp.* das von Bayle [3]) abgebildete *Stephanoceras Freycineti*, worauf auch

[1]) Vacek: „Oolithe von Cap S. Vigilio." Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1886, XII., p. 99, Taf. 17, Fig. 1.

[2]) Kilian und Petitclerc: „Contributions a l'étude du Bajocien." Mémoires de la société d'Émulation de Montbéliard, 1894, p. 25, 37, 75.

[3]) Bayle: „Explication de la Carte géolog. de France." Paris, 1878, Taf. 51, Fig. 1.

Neumayr[1]) aufmerksam macht, doch hält er das *Stephanoceras Freycineti Bayle* „für etwas weniger weitnabelig". Die Abbildung bei Bayle zeigt übrigens an der Theilungsstelle der Rippen auffallend deutliche, gerundete Knoten, während unser Steinkern an dieser Stelle nur scharfkantige Erhebungen erkennen lässt.

Als Horizont des *Stephanoceras Bayleanum Opp.* wird gewöhnlich die untere Partie der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* angenommen und es wäre diese Art also gleichsam der Repräsentant einer Zone, die man vielleicht zwischen der des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.* und des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* liegend anzunehmen hat. In dieser Hinsicht lässt die petrographische Gleichheit des ganzen mittleren Bajocien keinerlei Trennung vornehmen.

Die schwäbischen Exemplare stammen, wie Oppel angibt, aus der Zone des *Stephanoceras Sauzei d'Orb.* Noch älter ist sein Vorkommen im Appenin; Canavari[2]) führt das *Stephanoceras Bayleanum Opp.* von da aus der Zone des *Harpoceras Murchisonae Sow.* und des *Harpoceras Sowerbyi Mill.* an

Auch aus Scharapana im Kaukasus ist diese Species bekannt[3]).

Stephanoceras tenuicostatum nova species.

(Tafel III, Figur 3 *a*, *b* und Textfigur 1.)

Zahl der Stücke: 4.

Durchmesser: 73 *mm*, 118 *mm*, 122·5 *mm* und 146 *mm*.

Das grösste Stück, wie alle anderen auch noch unvollständig, hatte eine Nabelweite von 74 *mm*, Windungshöhe (bis zur Naht) von 30 *mm* und Windungsdicke von 32 *mm*. Die Merkmale dieser Art sind folgende: Sehr allmälig an Dicke zunehmende Windungen mit beinahe kreisrundem Querschnitte, ähnlich dem *Stephanoceras Bayleanum Opp.*; die Evolution beginnt jedoch noch früher als bei diesem, nämlich schon bei 13—14 *mm* Nabelweite und nimmt constant zu, so dass die äusseren Windungen sich nur mehr sehr wenig umschliessen. Der Steinkern gleicht also einer flachnabeligen, überall fast nahezu gleich dicken Scheibe. Besonders auffallend und der Art ein zierlich sculpturirtes Aussehen gebend, ist die eminent feine Rippung. Es steigen 40—46 Rippen aus der Naht auf; diese bilden im ersten Drittel der Flanken keine deutlichen Knoten, sondern eher scharfkantige Erhebungen und spalten sich nun in drei bis vier (selten fünf) sehr feine Rippchen, welche parallel über die Externseite verlaufen. An den inneren Windungen ist die Rippung am feinsten, dichtesten. Der Abstand der einzelnen zarten Rippen beträgt hier nur 0·5 *mm*, doch wird derselbe gleichmässig mit der Scheibenzunahme grösser, nämlich 1, 2, 3—4 *mm*, auch zeigt die äussere Windung nur eine Dreitheilung der Rippen. Bei einem Durchmesser von 110 *mm*, also

[1]) Neumayr und Uhlig: „Ueber die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien." Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, mathem.-naturwissensch. Classe, 1892, Band 59, p. 49.

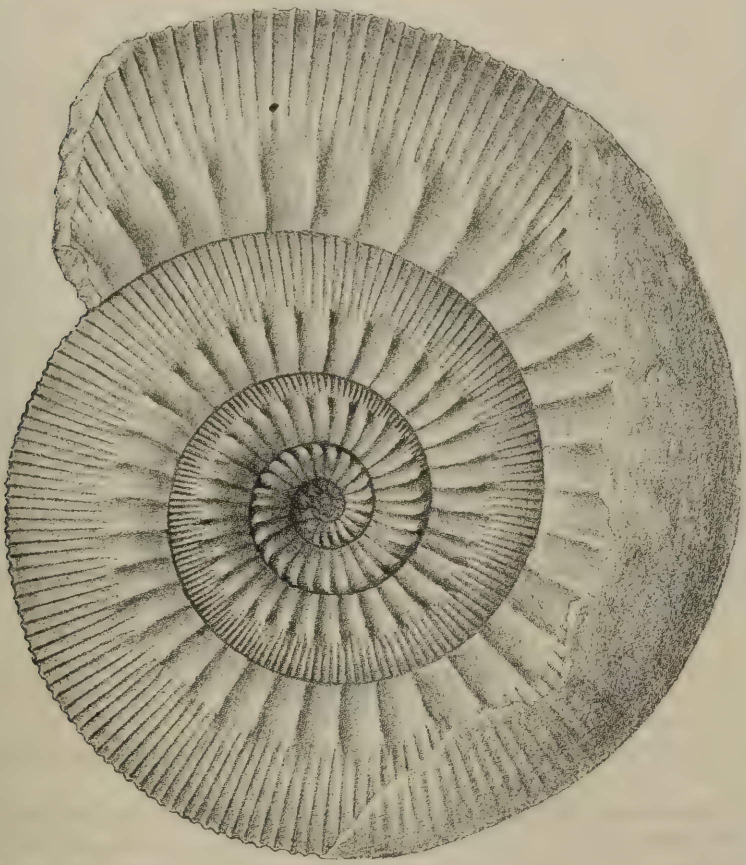
[2]) Canavari: „Proc. verbali d. Soc. Tosc. di Sc. nat." III., p. 221.

[3]) Neumayr und Uhlig: l. c. p. 49.

auf einen Umfang von 344 *mm*, kann man 150 feine Rippen, über die Externseite verlaufend, zählen; ihr Abstand ist also auf diesen Durchmesser berechnet 2·2 *mm*.

Nachstehende Figur 1 zeigt ein Bruchstück [1]) in der Seitenansicht, an welchem die eminent feine Rippung noch mehr in die Augen fällt, als auf dem in Figur 2 *a* (Tafel III) abgebildeten vollständigeren Exemplare.

Fig. 1.



Bruchstück von *Stephanoceras tenuicostatum nov. spec.*

Am allernächsten kommt dieser Art wohl das *Stephanoceras Bayleanum Opp.*, jedoch sieht man beim Nebeneinanderstellen dieser beiden Formen sofort den Unterschied. *Stephanoceras tenuicostatum* ist viel feiner gerippt und die Evolution beginnt bedeutend früher. Auch der von Quenstedt (Taf. 65, Fig. 16) abgebildete *Ammonites*

[1]) Das Original befindet sich im k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Humphriesianus plicatissimus erscheint als sehr übereinstimmend. Quenstedt aber, der zwar gerade von diesem keinen Windungsquerschnitt abbildet, spricht (l. c. p. 532) von der „dickeren Röhre" und der Aehnlichkeit desselben mit *Ammonites linguiferus d'Orb.* (Pal. franç. terr. jur. Cephalop. Taf. 136), woraus klar zu schliessen ist, dass *Ammonites Humphriesianus plicatissimus Qu.* stark aufgeblähte, rasch an Dicke zunehmende Windungen und eine breite Externseite besitzt, weshalb ich ihn eben nur als eine feinrippige Varietät des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* auffasse. Der äusseren Form nach steht die vorliegende Art auch dem *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* sehr nahe, bei diesem ist jedoch die Rippung viel gröber und consequent dreitheilig.

Sehr viel Aehnlichkeit hat auch das von Vacek[1]) beschriebene *Coeloceras longalvum* aus der Zone des *Harpoceras Murchisonae Sow.*, aber auch dieses ist eine aufgeblähtere, weniger flache Form und zeigt überdies an der Theilungsstelle der Rippen nicht die dem Genus *Stephanoceras* eigenen Erhebungen. Wenn ich trotz meiner früher (p. 127 [33]) ausgesprochenen Ansicht über Trennung und Abgrenzung der Arten dieses Genus dennoch die vorliegenden Formen als zu einer neuen Species gehörig betrachte, so hat sich in mir erstens durch die gewissenhaftesten Vergleiche und Messungen diese Ueberzeugung herausgebildet, zweitens aber glaube ich auch eine Berechtigung dafür darin zu erblicken, dass die vorliegenden vier Stücke sich so ausserordentlich gleichen in ihren Merkmalen und dem Aussehen, und gewissermassen isolirt dastehen, indem unter dem grossen Materiale sich keinerlei Formen fanden, welche auch nur als zweifelhaft zu dieser Species zu stellen gewesen wären, und dass sie schon dem Auge des flüchtigen Beobachters unter der Menge verwandter Arten durch ihre überaus feine Zeichnung hervorstechen. *Stephanoceras tenuicostatum* bildet einen seltenen Begleiter des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* in dessen Zone.

Stephanoceras Humphriesianum Sow.

(Typus und Variationen.)

1820. *Ammonites Humphriesianus Sowerby*: „Mineral Conchology." Taf. 500, Fig. 1—3.

1830. *Ammonites Humphriesianus* Zieten: „Die Versteinerungen Württembergs." Taf. 67, Fig. 2.

1842. *Ammonites Humphriesianus* d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 398, Taf. 134, Fig. 1; Taf. 135, Fig. 1.

1858. *Ammonites Humphriesianus* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p 376, § 53, Nr. 40.

1878. *Stephanoceras Humphriesianum* Bayle: „Explication de la Carte géolog. de la France." Taf. 51, Fig. 2, 3.

---

[1]) Vacek: „Oolithe von Cap S. Vigilio." Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, XII, p. 99, Taf. 17, Fig. 1,

1887. *Ammonites Humphriesianus* (u. *var.*) Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura." II, p. 526 ff, Taf. 65, Fig. 9, 12—17; Taf. 66, Fig. 1—10.

Zahl der Stücke: 60.

Die meisten Stücke hatten einen Durchmesser von über 140 *mm* bis 190 *mm*. Bei dem Durchmesser von 190 *mm* betrug die Nabelweite 100 *mm*, die Windungshöhe 48 *mm*, die Windungsdicke 65 *mm*. Die Evolution beginnt bei den meisten erst bei einer Nabelweite von 45 *mm*. Die Zahl der der Naht entsteigenden Rippen ist schwankend, 32—40: dieselben theilen sich im ersten Drittel der Flanke an der Stelle der mehr oder minder kräftigen Knoten scheinbar in drei Rippen, indem sich jedesmal zwischen die eigentlichen Gabelrippen eine dritte einschiebt, welche gegen den Theilungspunkt hinzieht. Die wechselnde Zahl der Rippen, die schwankende Deutlichkeit der Knoten, ergeben vielfache Variationen, so feinrippige (*Ammonites Humphriesianus plicatissimus*), grobrippige (*A. H. crassicosta, turgidulus*), undeutlich geknotete (*A. H. pyritosus*), deutlich geknotete (*A. H. umbilicus*) und derbknotige (*A. H. nodosus, pinguis*), welche wieder verschiedene Grade der Evolution haben. Allen aber, und das charakterisirt den Typus des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* zum Unterschiede der bisher besprochenen Arten, ist das rasche Zunehmen der Windungsdicke, d. h. eine aufgeblähte, plumpe Form mit breiter Externseite, eigen. Wie schon die oben angegebene Stückzahl besagt, ist *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* in St. Veit ausserordentlich häufig. Sein Vorkommen von dort war auch bereits bekannt.

Stephanoceras subcoronatum Oppel.

1858. *Ammonites subcoronatus Oppel*: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 376, § 53, Nr. 39.

1887. *Ammonites coronatus oolithicus Quenstedt*: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura." II, p. 549, Taf. 67, Fig. 8.

Zahl der Stücke: 8.

Es sind stark verdrückte Steinkerne im Durchmesser von 170 bis 219 *mm*.

Diese den Uebergang vom *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* zum *Stephanoceras Blagdeni Sow.* bildende Form hat nur 28—30 der Naht entsteigende, scharfe Rippen auf den Umgang. Die Rippen stehen also weiter von einander entfernt, als bei den bisherigen Arten und die die Flanken krönenden Knoten lehnen sich bei den inneren Windungen nicht enge an die Naht an, sondern treten fast frei hervor.

Stephanoceras Blagdeni Sowerby.

1820. *Ammonites Blagdeni Sowerby*: „Mineral Conchology." Taf. 201.

1842. *Ammonites Blagdeni* d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 396, Taf 132.

1858. *Ammonites Blagdeni* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 375, § 53, Nr. 37.
1887. *Ammonites coronatus Quenstedt:* „Die Ammoniten des schwäbischen Jura." II, p. 541, Taf. 67, Fig. 1—7.

Zahl der Stücke: 9.

Durchmesser: 172—231 *mm*. Die Art wurde jedoch noch grösser, da selbst das grösste vorliegende Stück nur ein Bruchstück ist. Bei einem Durchmesser von 172 *mm* war die Nabelweite 91 *mm*, die Windungshöhe (Wh) 38 *mm*, die Windungsdicke (Wd) 120 *mm*. Das Verhältniss der Wh : Wd ist also 1 : 3.

Quenstedt (l. c. p. 542) gibt in Kürze den Charakter dieses Ammoniten, wie folgt, an: „Es gibt im braunen Jura keinen Ammoniten, der durch seine Grösse und Eigenthümlichkeit so ins Auge fiele, als diese herrliche Species; eine schmale Seite mit dicken, zitzenförmigen Knoten, ein übermässig breiter Rücken und ein tiefer, trichterförmiger Nabel sind die drei wichtigsten Kennzeichen, auf welche wir zu achten haben." Alle drei Kennzeichen sehen wir deutlich an den vorliegenden Stücken. Die „Seiten sind schmal", d. h. die Windungshöhe gering (38 *mm*), der „Rücken ist übermässig breit", d. h. die Windungsdicke gross" (120 *mm*), was wir auch den Massen entnehmen. Das Verhältniss der Wh zur Wd schwankt von 1 : 2·6 bis 1 : 3 und noch darüber. Die „dicken, zitzenförmigen Knoten" stehen in der Zahl von 15 bis 20 auf einen Umgang hart an die Naht angelehnt; der Nabel ist auffallend „tief und trichterförmig". Die über die Externseite verlaufenden Rippen sind auf der letzten Windung grob wellenförmig oder breit, werden jedoch gegen die inneren Windungen allmählich schärfer ausgeprägt und einander näher gerückt.

Wo immer das *Stephanoceras Blagdeni Sow.* gefunden wurde, z. B. in Süddeutschland, Frankreich, England und an anderen Orten, fand es sich als Begleiter des häufigeren *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* und unmittelbar über diesem, so dass man bei scharf entwickelter Gliederung von einer Zone des *Stephanoceras Blagdeni Sow.* sprechen kann.

Stephanoceras Braikenridgi Sowerby.

1820. *Ammonites Braikenridgi Sowerby:* „Mineral Conchology", Taf. 184.
1842. *Ammonites Braikenridgi* d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 400, Taf. 135, Fig. 3—5.
1858. *Ammonites Braikenridgi* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 377, § 53, Nr. 42.
1887. *Ammonites Braikenridgi* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II, p. 524, Taf. 65, Fig. 2—7.

Zahl der Stücke: 5.

Durchmesser: 62—69 *mm*. Es sind also kleine Formen und sie unterscheiden sich sowohl dadurch von *Stephanoceras Humphriesianum*

Sow., als auch insbesondere durch die Eigenthümlichkeit, dass sich jede Rippe — ich zählte 22 auf einen Umgang — nur in eine einfache Gabel spaltet und sich keine dritte Rippe zwischen die einzelnen Gabeln einschiebt. Von den grossen Ohren, welche diese Form (nach Oppel) meistens besitzt, war nichts zu sehen.

Sphaeroceras *Bayle.*

Dieses Genus ist in St. Veit durch zwei Arten, welche beide der von Waagen[1]) aufgestellten

„Formenreihe des *Sphaeroceras Brongniarti Sow.*"

angehören, nämlich

Sphaeroceras Brongniarti Sow. und
„ *evolvescens Waag.*

vertreten. Beide sind selten.

Sphaeroceras Brongniarti Sowerby.

1820. *Ammonites Brongniarti Sowerby:* „Mineral Conchology", Taf. 184*a*, Fig. 2.
1842. *Ammonites Gervilli d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p 409, Taf. 140, Fig. 3—8 (non 1, 2, non Sow.).
1848. *Ammonites Brongniarti* Quenstedt: „Cephalopoden", Taf. 15, Fig. 9.
1858. *Ammonites Brongniarti* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 375, § 53, Nr. 35.
1868. *Ammonites Brongniarti* W. Waagen: „Ueber die Zone des *Ammonites Sowerbyi.*" Geognost.-palaeontolog. Beiträge von Benecke, I., p. 602.
1878. *Sphaeroceras Brongniarti* Bayle: „Explication de la Carte géologique de la France", Taf. 53, Fig. 3—5.
1887. *Ammonites Brongniarti* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II., p. 509, Taf. 64, Fig. 1, 2.

Zahl der Stücke: 3.

Durchmesser: 17 *mm*, 18 *mm* und 26 *mm*.

Letzteres Exemplar gehört demnach zu den grössten dieser Art, von welcher Waagen (l. c.) sagt: „Der Durchmesser des grössten mir bekannten *Ammonites Brongniarti Sow.* — ungefähr die Grösse von d'Orbigny's Taf. 140, Fig. 3 — beträgt 26 *mm.*" 30—40 feine Rippen ziehen von dem engen Nabel bis zur Mitte der Flanken herauf, spalten sich hier in zwei bis drei feinere Falten und verlaufen so ohne Unterbrechung über die Externseite.

Sein Lager ist die obere Partie der *Humphriesianum*-Zone und das obere Bajocien. In St. Veit gehört er der ersteren an.

[1]) W. Waagen: „Ueber die Zone des *Ammonites Sowerbyi.*" Geognost.-palaeontolog. Beiträge von Benecke, I., p. 601.

Sphaeroceras evolvescens Waagen.

1868. *Ammonites evolvescens Waagen:* „Ueber die Zone des *Ammonites Sowerbyi.*“ Geognost.-palaeontolog. Beiträge von Benecke, I., p. 604.
1878. *Sphaeroceras evolvescens* Bayle: „Explication de la Carte géologique de la France“, Taf. 53, Fig. 6, 7.
1887. *Ammonites Gervilli* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura“, II., p. 510, Taf. 64, Fig. 3.

Zahl der Stücke: 2.

Durchmesser eines jeden: 45 *mm*.

Ist vom vorigen durch bedeutendere Grösse, die Art der Ausschnürung und einen weiteren Nabel unterschieden und hält die Mitte zwischen *Sphaeroceras Brongniarti Sow.* und dem grossen *Sphaeroceras polyschides Waag.*

Auch diese Art gehört in die Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.*

c) Oberes Bajocien.

(Brauner Jura ε (pars). Parkinsonibett. Bajocien supérieur).

Petrographisch schliesst sich auch dieser Horizont enge an das Liegende an, überwiegend sind jedoch weichere, mergeligschieferige Partien und ist die Mächtigkeit, sowie die Zahl der Einschlüsse bedeutend geringer, als die des mittleren Bajocien. Ich fand das obere Bajocien oberhalb des Friedhofes, hinter den Familien-Mausoleen aufgeschlossen.

Girardot nennt diesen Horizont die „Zone des *Cosmoceras Garanti d'Orb.*“, Haug bezeichnet ihn als die „Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.*“ (siehe die Tabelle). Streng genommen müssen wir nun noch über dieser Zone das Lager des *Cosmoceras* (*Parkinsonia*) *Parkinsoni Sow.* annehmen, das die Grenze zwischen Bajocien und Bathonien bildet, von manchen Forschern aber schon zu letzterem gerechnet wird.

Die französischen Forscher nehmen eine solche Trennung nicht vor, sondern nach ihnen gehört *Cosmoceras Parkinsoni Sow.* in die Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* Es gelang mir nicht, in St. Veit ein echtes, unzweifelhaftes Exemplar eines *Cosmoceras Parkinsoni Sow.* aufzufinden; wohl liegt mir ein kleines, sehr schlechtes Bruchstück vor, das wahrscheinlich einem solchen angehörte, aber es ist doch ein zu dürftiger Rest, um daraufhin eine bestimmte Angabe zu machen. Hingegen fand Griesbach[1]) in der Klippe beim Teichhause im k. k. Thiergarten, also ganz in der Nähe unserer Klippe, das *Cosmoceras Parkinsoni Sow.*

Dass wir aber in St Veit unzweifelhaft und in Uebereinstimmung mit den französischen Ablagerungen die Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* vertreten haben, bestätigt nicht nur das Vorkommen

[1]) K. L. Griesbach: „Die Klippen im Wiener Sandsteine.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1869, XIX., p. 221.

des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* selbst, sondern noch folgende, gut bestimmbare Einschlüsse, und zwar:

Belemnites canaliculatus Schloth.
Phylloceras viator d'Orb.
Cosmoceras baculatum Qu.
Amaltheus Truellei d'Orb.
Oppelia subradiata Sow.
Hamites baculatus Qu.

Ausserdem fand ich einen kleinen Haifischzahn (*Lamna?*). Endlich entstammt diesem Horizonte noch ein Exemplar des zu den Algen [1]) gehörigen *Cancellophycus reticularis Sap.* [2]), das sich in der Sammlung der k. k. geolog. Reichsanstalt befindet. Auch im französischen und Schweizer Jura kommen ähnliche Algen vor. In ersterem bilden „Schichten mit *Cancellophycus*", insbesondere *Cancellophycus scoparius Thioll.* nach Riche [3]) die Basis des Bajocien, doch treten diese Formen auch in höheren Niveaus auf, so kommt im Aargauer Jura *Cancellophycus* („*Zoophycos*") *scoparius Thioll.* auch im oberen Bajocien, in den Freiburger Alpen an der Basis des Bathonien vor.

Die durch obige Einschlüsse nachgewiesene Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* ist gleichbedeutend mit dem schon von Griesbach über dem Horizonte des *Ammonites Humphriesianus plicatissimus Qu.* angenommenen „höheren Horizont, dem „Baculatenlager", aus welchem er „zahlreiche Bruchstücke" des *Hamites baculatus Qu.* und den *Ammonites baculatus Qu.*, sowie kleine, nicht näher bezeichnete „*Heterophyllen*", von der Höhe des Girzenberges stammend, anführt.

Belemnites canaliculatus Schlotheim.

(Siehe p. 119 [25].)

Phylloceras viator d'Orbigny.

1842. *Ammonites viator d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 471, Taf. 172, Fig. 1, 2.
1878. *Phylloceras viator* Bayle: „Explication de la Carte géologique de la France", Taf. 43, Fig. 1, 2.
1892. *Phylloceras viator* Neumayr und Uhlig: „Ueber die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien." Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, mathem.-naturwissensch. Classe. Band 59, p. 37, Taf. 1, Fig. 3.

Zahl der Stücke: 12.

Durchmesser: 30—50 *mm*; meist 40 *mm*.

Das Vorhandensein von groben Querfalten, welche aber nur auf die Externseite und den ihr nächstgelegenen Theil der Flanken be-

[1]) Siehe K. A. Zittel: „Palaeophytologie", 1890, p. 56, 57.
[2]) Comte de Saporta: „Paléont. franç." Végétaux, Vol. I, 1872—1873.
[3]) Atalle Riche: „Étude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura meridional." Annales de l'Université de Lyon, 1893, Bd. 60, 3. F., p. 52 ff.

schränkt sind, also nicht bis zu dem engen Nabel gehen, bestimmt die Zugehörigkeit dieser kleinen Form zu der Formenreihe des *Phylloceras Partschi Stur* (*Geyer, Zittel*)[1]), aus welcher ihr das *Phylloceras subobtusum Kud.*[2]) aus den Klausschichten und das *Phylloceras esulcatum Qu.*[3]) aus dem Kelloway am allernächsten stehen.

Phylloceras viator d'Orb. findet sich auch sehr häufig in Frankreich in der Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.*

Cosmoceras *Waagen* (*Parkinsonia [pars] Bayle, Zittel*).

Der häufigste Repräsentant dieses Genus, das *Cosmoceras* (*Parkinsonia*) *Parkinsoni Sow.*, wurde bis jetzt in St. Veit noch nicht gefunden, hingegen ist die Gattung durch zwei nahestehende Formen, das *Cosmoceras baculatum Qu.* und das *Cosmoceras subfurcatum Ziet.*, vertreten.

Cosmoceras baculatum Quenstedt.

(*Parkinsonia [Bayle] Zittel.*)

1858. *Ammonites baculatus Quenstedt:* „Der Jura", p. 402, Taf. 72, Fig. 1.
1887. *Ammonites baculatus* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II., p. 574, Taf. 70, Fig. 8—11.

Griesbach führt diese Species an auf Grund eines einzigen ihm vorgelegenen Bruchstückes, das ich auch in der Sammlung der k. k. geolog. Reichsanstalt vorfand. Unter dem neuen Materiale war kein weiteres Stück.

Cosmoceras subfurcatum Zieten.

(*Parkinsonia [Bayle] Zittel, Stephanoceras [Suess] Neumayr.*)

1830. *Ammonites subfurcatus Zieten:* „Die Versteinerungen Württembergs", p. 10, Taf. 7, Fig. 6.
1842. *Ammonites Niortensis d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 372, Taf. 121, Fig. 7—10.
1848. *Ammonites Parkinsoni bifurcatus Quenstedt:* „Cephalopoden." Taf. 11, Fig. 4.
1858. *Ammonites subfurcatus* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 381, § 53, Nr. 52.
1887. *Ammonites bifurcatus oolithicus Quenstedt*: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", p. 573, Taf. 70, Fig. 1—6.

Das einzige Exemplar im Durchmesser von 58 *mm* fand ich selbst neben *Phylloceras viator d'Orb.* und *Oppelia subradiata Sow.* in dem oberhalb des Friedhofs, hinter den Mausoleen gelegenen Aufschluss.

---

[1]) Dr. J. F. Pompeckj: „Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des schwäbischen Jura." Stuttgart 1893, Liefrg. 1, p. 38.

[2]) Kudernatsch: „Ammoniten von Swinitza." Abhandl. d. geol. R.-A., 1852, I., p. 7, Taf. 2, Fig. 1—3.

[3]) Pompeckj: l. c. p. 39.

Die 2—3 *mm* von einander entfernten, gröberen Rippen theilen sich ungefähr in der Mitte der Seiten unter Bildung eines Knotens in zwei Rippen; zwischen diesen schiebt sich eine dritte Rippe ein, gegen den Knotenpunkt hinziehend. So weit ist die äussere Structur ganz die eines *Stephanoceras*, worauf auch Quenstedt aufmerksam machte und was sogar Neumayr veranlasste, die Art *Stephanoceras subfurcatum Ziet.* zu benennen.

Auf der Externseite hingegen sind die Rippen durch eine schmale, vertiefte Furche unterbrochen, zu deren beiden Seiten sie sich ein wenig nach rückwärts wenden und in einen merklichen Knoten endigen. Es ist schwer, diese Art von den ihr zunächst stehenden, gewiss durch Uebergänge eng verbundenen *Cosmoceras baculatum Qu.*, *Garantianum d'Orb.* und *bifurcatum Zitt.* zu trennen. Man kann aber wohl sagen, *Cosmoceras baculatum Qu.* und *Garantianum d'Orb.* haben eine wesentlich breitere Furche, *Cosmoceras bifurcatum Zitt.* hingegen ist stets bedeutend grösser. Im französischen Unteroolith ist diese Art mit allen ihr nächstverwandten häufig. In St. Veit gehört sie zu den Seltenheiten.

Amaltheus (Montf. Zittel) Truellei d'Orb.

(Oppelia Bayle, Strigoceras Quenstedt.)

1842. *Ammonites Truellei d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 361, Taf. 117.
1858. *Ammonites Truellei* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 372, § 53, Nr. 27.
1865. *Ammonites Truellei* Schloenbach: „Beiträge zur Palaeontologie der Jura- und Kreideformation im nordwestlichen Deutschland." Heft 1, p. 27, Taf. 3, Fig. 2.
1878. *Oppelia Truellei* Bayle: „Explication de la Carte géologique de la France." IV, Taf. 89, Fig. 1—5.
1887. *Ammonites (Strigoceras) Truellei* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II, p. 565, Taf. 69, Fig. 7—13.

Zahl der Stücke: 2.

Durchmesser: 30 und 35 *mm*.

Der Hohlkiel ist deutlich erkennbar, ebenso die dicken Sicheln, welche ungefähr auf der Mitte der Seiten von zwei Reihen kleiner Vertiefungen unterbrochen werden. Diese Vertiefungen an unserem Steinkerne entsprechen wohl einer Schalensculptur mit Reihen von Knötchen. *Amaltheus Truellei d'Orb.* tritt als grosse Seltenheit schon in der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* auf, ist aber hier nach Neumayr[1]) nur der Vorläufer einer besseren Entwicklung in der folgenden Zone des *Cosmoceras Parkinsoni Sow.* Buckman[2]) scheidet sogar eine eigene „Zone der *Oppelia Truellei d'Orb.*" (und

[1]) M. Neumayr: „Ueber unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mitteleuropas." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1878, XXVIII, p. 68.

[2]) Buckman: „The Ammonite Zones of Dorset and Somerset." Geolog. Magaz. 3. VIII, p. 502.

des *Perisphinctes zigzag d'Orb.;* beide sind ein Aequivalent der Zone des *Cosmoceras Parkinsoni Sow.*) zwischen der Zone des *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* und der Zone der *Oppelia fusca Qu.* aus.

Oppelia subradiata Sow.

(Siehe p. 126 [32].)

Hamites baculatus Quenstedt.

1858. *Hamites baculatus Quenstedt:* „Der Jura", p. 403, Taf. 72, Fig. 4.
1858. *Ancyloceras annulatus Oppel:* „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 382, § 53, Nr. 55.
1887. *Hamites baculatus* Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II, p. 578, Taf. 70, Fig. 12—16.

Ausser den alten, bereits von Griesbach erwähnten, kleinen Bruchstücken (aus der Sammlung d. k. k. geol. R.-A.) lagen mir keine weiteren vor. Es scheint *Hamites baculatus Qu.* zu den Seltenheiten zu gehören.

Oberer Dogger.

Bathonien (brauner Jura ε [pars] Great Oolite).

Allenthalben wird das Bathonien (oder die Bathstufe) in ein unteres (inférieur), d. i.

die Zone der *Oppelia fusca Qu.* und des *Cosmoceras* (*Stephanoceras Neumayr*) *ferrugineum Opp.* (= „Fullers")

und ein oberes (supérieur) oder die

Zone der *Oppelia aspidoides Opp.* (= „Cornbrash")

getheilt.

Das untere Bathonien haben wir in St. Veit in der Entwicklung alpiner Klausschichten vertreten; die Zone der *Oppelia aspidoides Opp.* ist jedoch bisher noch nicht nachzuweisen gewesen.

Mit den Klausschichten verändert sich plötzlich der durch den übrigen Dogger ziemlich gleich gebliebene, petrographische Charakter. Wir begegnen sehr harten, dichten, grauen bis röthlichen Kalken mit muscheligem Bruche, stellenweise mit Hornsteineinlagerungen. Die meist kleineren Formen angehörigen Ammoniten wittern einestheils in harten, oft unregelmässig knolligen Brocken aus dem Gestein heraus und man findet sie dann lose im Ackerboden (z. B. auf dem Felde östlich vom Glassauer Steinbruch), anderntheils sieht man dieselben im anstehenden Fels auf dem Kamme des Gemeindeberges fest eingeschlossen.

Das Vorhandensein dieser Schichten war auch Griesbach schon bekannt, er bezeichnete jedoch diesen Horizont fälschlich als den des *Ammonites Parkinsoni Sow.* Ich konnte folgende Versteinerungen aus demselben bestimmen:

Phylloceras Kudernatschi v. Hau.
„ *haloricum v. Hau.*
„ *mediterraneum Neum.*
„ *sp. aff. tortisulcatum d'Orb.*
Lytoceras tripartitum Rasp.
Stephanoceras linguiferum d'Orb.
Morphoceras polymorphum d'Orb.
„ *dimorphum d'Orb.*
Perisphinctes cf. aurigerus Opp.

Ausser diesen Ammoniten, von welchen *Lytoceras tripartitum Rasp.* und *Phylloceras mediterraneum Neum.* sehr häufig sind, kommt sehr zahlreich die *Posidonia alpina Grasb.* vor. Ferner finden sich noch Bruchstücke von Belemniten, Terebrateln (*Terebratula cf. margarita Opp.*) und

Holectypus hemisphaericus Agass.
„ *cf. oblongus Wright.*
Collyrites ovalis Cotteau. und
Cnemidiastrum sp. ind.

Phylloceras Kudernatschi v. Hauer.

1854. *Ammonites Kudernatschi Fr. R. v. Hauer*: „Beiträge zur Kenntniss der Heterophyllen der österreichischen Monarchie." Sitzungsberichte der k. Akad. d. Wissensch. XII, 4. Heft, p. 902.

1871. *Phylloceras Kudernatschi* Neumayr: „Die Phylloceraten des Dogger und Malm." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXI, p. 310, Taf. 12, Fig. 4, 5.

Ein einziges Exemplar im Durchmesser von 48 *mm*, an welchem die feine Schalensculptur gut zu sehen ist.

Phylloceras haloricum v. Hauer.

1854. *Ammonites haloricus Fr. R. v. Hauer*: „Beiträge zur Kenntniss der Heterophyllen der österreichischen Monarchie." Sitzungsberichte der k. Akad. d. Wissensch. XII, 4. Heft, p. 903, Taf. 4, Fig 9—11.

1871. *Phylloceras haloricum* Neumayr: „Die Phylloceraten des Dogger und Malm." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXI, p. 344.

Zahl der Stücke: 11.

Durchmesser: 13—30 *mm*, meist 28 *mm*.

Sein Vorkommen in St. Veit war bereits Griesbach bekannt, der es folgendermassen beschreibt[1]): „Schale vollkommen involut, nicht eine Spur von Rippung oder von Zuwachsstreifung bemerklich. Der Rücken ist ein wenig gerundet, die Schale erreicht in dessen Nähe ihre grösste Breite, die Seiten sind etwas abgeflacht und verlaufen gleichmässig bis nahe zum Nabel."

[1]) K. L. Griesbach: „Der Jura von St. Veit bei Wien." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1868. XVIII, p. 128.

Von dem der äusseren Form nach ähnlichen *Phylloceras mediterraneum Neum.* unterscheidet es sich auf den ersten Blick durch den Mangel an Einschnürungen.

Neumayr hatte es als „isolirten Typus" aufgefasst, nach Zittel[1]) gehört es jedoch in die Formenreihe des *Phylloceras heterophyllum Sow.*

Phylloceras mediterraneum Neumayr.

1871. *Phylloceras mediterraneum Neumayr:* „Die Phylloceraten des Dogger und Malm." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXI., p. 340, Taf. 17, Fig. 2—5.

1889. *Phylloceras mediterraneum* Emile Haug: „Note sur le péristome du *Phylloceras mediterraneum.*" Bullet. de la Soc. géol. de France, 3. ser., XVIII, p. 328, Taf. 4.

1892. *Phylloceras mediterraneum* Neumayr und Uhlig: „Ueber die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien." Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, Band 59, p. 35, Taf. 1, Fig. 1.

1895. *Phylloceras mediterraneum* W. Waagen: „Jurassic Fauna of Kutch." Cephalopoda, p. 34, Taf. 5, Fig 1; Taf. 7, Fig. 3 Memoirs of the geolog. Survey of India.

Zahl der Stücke: 14.

Die Grösse derselben schwankt zwischen 25 und 70 *mm* Durchmesser.

Aus den bis an's Ende gekammerten Bruchstücken ist jedoch zu schliessen, dass diese Form noch grösser wurde, wenngleich im Allgemeinen die St. Veiter Formen kleiner gewesen zu sein scheinen, als die indischen.

Ich zählte 5—7 (ausnahmsweise 8) Einschnürungen auf den Umgang.

Phylloceras mediterraneum Neum. ist eine weitverbreitete Species, welche in den Klausschichten beginnt und bis in's Tithon reicht. —

Endlich finden sich in den St. Veiter Klausschichten noch sehr kleine Phylloceraten, deren eigenthümlicher Verlauf der Furchen annehmen lässt, dass sie in die von Pompeckj[2]) aufgestellte

„Formenreihe des *Phylloceras tortisulcatum d'Orb.* (*Rhacophyllites Zittel*)"

gehören. Eine genauere Bestimmung lässt der Erhaltungszustand nicht zu und deshalb möge nur das Vorkommen eines

Phylloceras spec. aff. tortisulcatum d'Orb.

hier angeführt werden.

[1]) K. A. Zittel: „Palaeozoologie", II., p. 437.

[2]) Dr. J. F. Pompeckj: „Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des schwäbischen Jura", Liefrg. 1, p. 40.

Lytoceras tripartitum Raspail.

1829. *Ammonites tripartitus Raspail:* Annales des scient. d'observat. Taf. 11. Fig. 5.
1842. *Ammonites tripartitus* d'Orbigny: „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 496, Taf. 197, Fig. 1—4.
1848. *Ammonites polystoma Quenstedt:* „Cephalopoden", p. 270, Taf. 20 Fig. 8.

Zahl der Stücke: 65.

Es sind meist sehr kleine, knollig aus dem harten Kalke herausgewitterte Exemplare im Durchmesser von 23—53 *mm*, welche die charakteristischen Furchen, sowie die Lobenlinie gut erkennen lassen. Einen Durchmesser von 75 *mm*, wie ihn d'Orbigny angibt, erreichte kein einziges Exemplar. Diese Species war auch schon von Griesbach als „häufig und gut bestimmbar" angeführt. Auch im Bathonien inférieur von Frankreich ist sie häufig.

Stephanoceras linguiferum d'Orbigny.

1842. *Ammonites linguiferus d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 402, Taf. 136.
1858. *Ammonites linguiferus* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 376, § 53, Nr. 41.
1887. *Ammonites anceps extinctus Quenstedt:* „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II., p. 630, Taf. 74, Fig. 30—37.

Zahl der Stücke: 2.

Durchmesser eines jeden: 45 *mm*.

Ueber die breite Externseite verlaufen dichtgedrängt feine Rippen ohne Unterbrechung; dies ist wesentlich und unterscheidet es von dem mit einem glatten, die Rippen unterbrechenden Bande versehenen *Ammonites* (*Reineckia Bayle, Perisphinctes Neum.*) *anceps Qu.* [1]). Quenstedt nannte die furchenlose Form aus dem braunen Jura ε *Ammonites anceps extinctus*, denn er scheute sich, derselben den Namen *linguiferus* zu geben, weil d'Orbigny diese Form aus dem Unteroolith von Bayeux erwähnt.

Später [2]) jedoch stellt d'Orbigny dieselbe in den Grossoolith (Bathonien), was auch ihr richtiges Lager ist. Die dem älteren Horizonte des *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* angehörenden, überaus ähnlichen Formen sind feinrippige Varietäten des Typus *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* (etwa *Stephanoceras plicatissimum Qu.*), welche auch in späteren Arbeiten [3]) als *Coeloceras plicatissimum Qu.* erwähnt werden.

---

[1]) Quenstedt: „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II., Taf. 74, Fig. 13—29.

[2]) d'Orbigny: „Prodrome", 1850, p. 296.

[3]) z. B. bei Atalle Riche: „Étude stratigraphique sur le jurassique inférieur du Jura meridional", p. 37, 39, 41 u. a.

Griesbach[1]) führt unter anderem in seiner Zone des *Ammonites Parkinsoni Sow.* auch ein feinrippiges Bruchstück „mit einigen Einschnürungen" an und sagt, dass dasselbe „nach Quenstedt's Abbildungen als *Ammonites anceps* zu erkennen sei". Mir liegt dieses selbe Bruchstück (aus der Sammlung der k. k. geolog. Reichsanstalt) von 19 *mm* Durchmesser vor. Wohl zeigt es Einschnürungen, jedoch es fehlt ihm die für *Reineckia anceps Qu.* charakteristische Furche, beziehungsweise das glatte Band auf der Externseite.

Aus diesem Grunde ist es wohl später, wie ein beigelegener zweiter Zettel zeigte, als *Stephanoceras rectelobatum v. Hau.* bezeichnet worden. Aber auch *Stephanoceras rectelobatum v. Hau.*[2]) hat keine periodischen Einschnürungen. Auch diese Bestimmung halte ich daher für unrichtig und ich glaube vielmehr, dass es ein Bruchstück eines absonderlichen *Stephanoceras linguiferum d'Orb.* ist.

Morphoceras polymorphum d'Orbigny.

1842. *Ammonites polymorphus d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 379, Taf. 124, Fig. 1—4.

1858. *Ammonites polymorphus* Oppel: „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands", p. 382, § 53, Nr. 54.

1887. *Ammonites Parkinsoni inflatus Quenstedt:* „Die Ammoniten des schwäbischen Jura", II., p. 618, Taf. 73, Fig. 18—27.

Zahl der Stücke: 3.

Durchmesser: 12 *mm*, 12 *mm* und 26 *mm*.

Der Nabel ist eng. Man sieht vier tiefe, die feinen Rippen schief durchschneidende Einschnürungen auf den Umgang. Die Theilungslinie auf der Externseite, sowie die Lobenlinie sind gut zu erkennen. Sein Vorkommen in St. Veit war bereits bekannt.

Morphoceras dimorphum d'Orbigny.

1842. *Ammonites dimorphus d'Orbigny:* „Paléont. franç. terr. jur. Cephalop.", p. 410, Taf. 141.

Ein einziges Exemplar im Durchmesser von 25 *mm*. Es unterscheidet sich von der vorigen Art durch das Fehlen der Theilungslinie auf der Externseite. Die Rippen sind nicht so deutlich markirt. Der Umgang hat nur drei Einschnürungen.

Das Genus ***Perisphinctes*** *Waagen* ist in St. Veit nur durch eine Art, welche der Formenreihe des *Perisphinctes Martinsi d'Orb.* (*aurigerus-curvicosta Neumayr*) angehört, vertreten, nämlich

---

[1]) K. L. Griesbach: „Der Jura von St. Veit bei Wien." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1868, XVIII., p. 128.

[2]) Fr. R. v. Hauer: „Palaeontologische Notizen." Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., mathemat.-naturwissensch. Classe, XXIV., p. 156, Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 10.

Perisphinctes cf. aurigerus Oppel.

1858. *Ammonites aurigerus Oppel:* „Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands“, p. 476, § 61, Nr. 11.

1871. *Perisphinctes aurigerus-curvicosta* Neumayr: „Monographie der Baliner Oolithe.“ Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., II., p. 34.

1887. *Ammonites convolutus parabolis Quenstedt:* „Die Ammoniten des schwäbischen Jura“, II., p. 695, Taf. 81, Fig. 27.

Zahl der Stücke: 3.

Durchmesser eines jeden: 40 *mm.*

Hinsichtlich seiner Stellung zu sehr nahestehenden Formen derselben Formenreihe sagt Neumayr (l. c.): „Wir stehen hier dem Falle gegenüber, dass zwei unterscheidbare Glieder (*aurigerus-curvicosta*) einer Formenreihe aus getrennten Horizonten durch Auffindung chronologisch zwischen beiden stehender Exemplare auch morphologisch so enge verbunden werden, dass die Ziehung einer Grenze unmöglich und ein vollständiger Uebergang hergestellt wird. Unter diesen Umständen ist es eine Principienfrage, in welcher die Meinungen divergiren, ob man *Perisphinctes aurigerus Opp.* und *Perisphinctes curvicosta Opp.* zusammenziehen oder unterscheiden, als temporäre „Mutationen“ eines Typus betrachten solle. *Perisphinctes aurigerus Opp.* ist aus dem Bathonien, *Perisphinctes curvicosta Op.* aus der Zone des *Perisphinctes anceps Qu.* (Callovien).“

Siemiradzki[1]) weist jedoch darauf hin, dass die Annahme Neumayr's, wonach die *Curvicosta*-Gruppe sich von *Perisphinctes Martinsi d'Orb.* ableitet, ein Irrthum sei; er glaubt vielmehr, dass die *Procerus*-Reihe in die Verwandtschaft des *Perisphinctes Martinsi d'Orb.* gehöre, dass hingegen *Parkinsonia Garantiana d'Orb.* aus dem oberen Bajocien „die charakteristischen Eigenschaften der *Curvicosta*-Reihe habe und mit naheverwandten einen förmlichen Uebergang von *Parkinsonia* zu *Perisphinctes* bilde“.

Wie schwierig es ist, bei dem grossen Formenreichthum in dieser Ammonitengruppe eine sichere Trennung vorzunehmen, beweist auch wieder die Annahme eines *Perisphinctes m. f. aurigerus Opp. curvicosta Opp.* durch Teisseyre[2]) und dessen daran geknüpfte Bemerkungen.

Unsere Form stammt aus dem unteren Bathonien und ich glaube, dass, wenn bessere Funde gemacht werden, man zweifellos den *Perispinctes aurigerus* erkennen dürfte. *Perisphinctes aurigerus Opp.* kommt auch in Frankreich in diesem Horizonte vor; mit dem in der gleichen Schicht vorkommenden *Perisphinctes arbustigerus d'Orb.* ist er nicht zu verwechseln, da dieser viel involuter und hochmündiger ist.

[1]) Josef v. Siemiradzki: „Neue Beiträge zur Kenntniss der Ammoniten-Fauna der polnischen Eisenoolithe.“ Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft 1894, 3. Heft, p. 504.

[2]) Dr. Lorenz Teisseyre: „Notiz über einige seltenere Ammoniten der Baliner Oolithe.“ Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt 1887, p. 52, 53.

III. Oberer Jura. Malm.

Bis jetzt hatten wir fossilreiche Schichten, deren Einschlüsse uns eine ziemlich genaue Horizontirung aequivalent manchen ausseralpinen Vorkommnissen ermöglichten, besprochen, nun aber gelangen wir zur Besprechung mächtiger, zum Vorhergegangenen discordant gelagerter kalkiger Ablagerungen, welche ausser zahlreichen Aptychen wenig charakteristische Fossilien führen und demnach ihrer Hauptmasse nach als Aptychenkalke bezeichnet werden können, in übereinstimmender Entwicklung mit den mächtig auftretenden alpin-karpathischen Aptychenkalk(schiefer)zügen.

Als bereits zum Malm gehörig und wahrscheinlich die Unterlage des Aptychenkalks bildend, nehme ich den an zwei engbegrenzten Stellen vorkommenden, wenig mächtigen, röthlichen Crinoidenkalk an, welchen Griesbach bereits auf der geologischen Karte der Umgebung von St. Veit in seiner geringen Ausdehnung richtig einzeichnete, über dessen Alter er jedoch keine entscheidende Erklärung abgab. Er schwankte anfänglich (1868) in der Entscheidung, ob Klausschichten oder Vilser Schichten. Später (1869) aber erklärt er auf Grund des Vorkommens von Terebrateln, ähnlich denen der Vilser Schichten (*Terebratula bifrons*, *Opp.* und *Terebratula antiplecta Buch.*) den Crinoidenkalk als den Vilser Schichten zugehörig, nimmt aber an, dass die Klausschichten und Vilser Schichten nur zweierlei Facies eines und desselben Meeres seien.

Die Umstände aber, dass die Crinoidenkalke erstens genau dasselbe Streichen wie die Aptychenkalke, nämlich ein zu dem Streichen des bisherigen Schichtencomplexes senkrecht stehendes zeigen, zweitens, dass in den Klippen des k. k. Thiergartens ihre enge Verbindung mit den Aptychenkalken wahrzunehmen ist, lässt viel eher den Schluss berechtigt erscheinen, dass sie dem Malm zuzurechnen seien, dessen tiefstes Niveau sie demnach einnehmen, während die mächtigen Aptychenkalke das Aequivalent des übrigen Malm darstellen, kaum aber, wie Griesbach und Stur annehmen, blos das Tithon vertreten (siehe darüber auch p. 155 [61]). Der Crinoidenkalk ist ein röthlicher, harter Kalk mit weissen Flecken von krystallinischem Kalkspath, in Menge Crinoidenstielglieder enthaltend; ausserdem führen sie schlechte Reste von *Terebratula sp.*, *Rhynchonella sp.* und Zähne von *Lepidotus sp.*

Die Aptychenkalke bestehen durchwegs aus rothen, matten Kalken, mit vielen, bald dunkelrothen, bald grünlichgrauen Hornsteineinlagerungen (oft mächtigen Hornsteinbändern) durchzogen. Kleine Spalten im Kalke sind mitunter mit Adern von weissem Calcit ausgefüllt.

Die harten, kieselreichen Kalkbänke sind durch dünne (8 bis $10^1/_2$ *cm* mächtige) Lagen eines zerreiblichen Mergels geschieden, in dessen rothen geschlemmten Rückstande F. Karrer[1]) nebst Spuren

[1]) Felix Karrer: „Gesammelte Beiträge zur Foraminiferenfauna von Oesterreich." Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt 1867. Heft 6, p. 115 und

von *Asterias*-Tafeln, Cidaritenstacheln, Fischzähnen und Bryozoën auch zahlreiche Schalenreste von Foraminiferen nachgewiesen hat, und zwar:

Orbulina neojurensis Karr. (sehr häufig) l. c. Taf. III. Fig. 10.
Lagena Dianae Karr. (häufig) l. c. Taf. III. Fig. 8.
Biloculina antiqua Karr. (sehr selten) l. c. Taf. III. Fig. 7.
Nodosaria triloculata Karr. (sehr selten) l. c. Taf. III. Fig. 9.

Ausserdem enthalten diese Kalke:

Terebratula triangulus Park.
Belemnites hastatus Blainv.
„ *cf. conophorus Opp.*
„ *cf. semisulcatus Münst.*
Aptychus[1]) *lamellosus Park.*
„ *crassicauda Qu.*
„ *latus Voltz.*
„ *depressus Voltz.*
„ *profundus Voltz.*
„ *punctatus Voltz.*

Auch Ammoniten kommen darin vor, jedoch liegen mir nur zwei sehr schlecht erhaltene Stücke (Durchmesser 103 und 180 *mm*) vor, von welchen sich nicht einmal sagen lässt, ob es Formen der Gattung *Perisphinctes Waag.* oder *Olcostephanus Neum.* sind.

Kreide.

Das letzte Glied, das wir in den Schichten der St. Veiter Klippe unterscheiden können, sind harte, weisse, auch graue Kalke, welche von zahlreichen, mit weissem Calcit ausgefüllten Sprüngen (Adern) durchzogen sind und welche mit weicheren, von Fucoiden dunkelgefleckten, grauen Mergeln wechsellagern.

Auch sie enthalten nicht näher bestimmbare Reste von Belemniten und Ammoniten. Der einzige, sicher erkennbare Rest ist der *Aptychus Didayi Coqu.*, dessen Vorkommen bezeugt, dass wir es mit Neocomaptychenkalken beziehungsweise Neocommergeln zu thun haben.

Die am Schlusse dieser Arbeit beigeheftete Tabelle möge in übersichtlicher Weise alles im Vorhergehenden Besprochene zur Darstellung bringen.

Felix Karrer: „Zur Foraminiferenfauna in Oesterreich. IV." Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, mathem.-naturw. Classe 1867, Band 55, 1. Abthlg., p. 364—368, Taf. III, Fig. 7—10.

[1]) Siehe K. Peters: „Aptychen der österreichischen Neocomien und oberen Juraschichten." Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt 1854, p. 443, 444.

II. Lagerungsverhältnisse und tektonischer Bau.

(Vergleiche hiezu Griesbach's geologische Karte der Umgebung von St. Veit bei Wien im Jahrbuche der k. k. geol. R.-A. 1868, XVIII., Taf. III.) [1]

Nach den im ersten Theile besprochenen, stratigraphischen Ergebnissen sehen wir also in St. Veit inmitten des Wiener Sandsteines (Flysch) eine Schichtfolge von bedeutendem erdgeschichtlichen Umfange, nämlich von der obersten Trias bis zur unteren Kreide, klippenartig aufgeschlossen. Wir haben gefunden, dass diese interessante Localität nicht nur eine an Individuen, sondern auch an Arten reiche Fauna in sich schliesst und dass die Ablagerungen einestheils grosse Uebereinstimmung mit ausseralpinen Vorkommnissen, so insbesondere mit den französischen Aequivalenten zeigen, anderntheils aber ihren alpinen Charakter nicht verleugnen können.

Um nun auch ein annähernd klares Bild über die Lagerungsverhältnisse zu erhalten, wäre es sehr wünschenswerth gewesen, durch eine grosse Reihe von guten Aufschlüssen Einblick in die mannigfachen Störungen und die den Charakter einer Klippe kennzeichnenden tektonischen Einzelnheiten zu gewinnen. Leider wird gerade mit Hinblick darauf der Beobachter nicht völlig befriedigt.

Ein grosser Theil des in Betracht kommenden Gebietes ist bebauter Ackerboden, trägt Wiesen, Obstgärten, Weinberge und Wälder und man ist im Ganzen nur auf fünf nennenswerthe Aufschlüsse [2]) und überdies nur an einigen Stellen sehr geringer Ausdehnung an anstehendes Gestein angewiesen.

Immerhin war Folgendes betreffend die Lagerungsverhältnisse zu beobachten.

Man kann vor Allem im Bereiche der besprochenen Schichtfolgen zwei verschiedene Streichungsrichtungen wahrnehmen, welche senkrecht zu einander verlaufen, und zwar:

---

[1]) Nicht richtig auf der geologischen Karte Griesbach's ist das daselbst eingezeichnete Vorkommen einer Scholle von mittlerem Dogger in der Mitte und etwas südlich von den beiden Crinoidenkalk-Vorkommnissen, sowie die Annahme, dass der hievon östlich gelegene Hügel (Côte 245 der Specialkarte) aus Neocom-Aptychenkalk bestehe. Er besteht vielmehr, wie die Umgebung, gleichfalls aus Schuttmateriale. Der Malmaptychenkalk schiebt sich nicht im Südwesten des Gemeindeberges zwischen den Quarzsandstein und den oberen Dogger ein, sondern letztere beiden grenzen daselbst aneinander.

[2]) Diese Aufschlüsse sind:

1. Der im Vorhergehenden des Oefteren erwähnte grosse Kalksteinbruch am S-Abhange des Girzenberges. (Glassauer Steinbruch.)
2. Der kleine Kalksteinbruch im Garten der Einsiedelei am NO-Abhange des Gemeindeberges.
3. Ein aufgelassener Steinbruch in rothem Aptychenkalk am O-Abhange des Rothen Berges.
4. Der alte Quarzsandsteinbruch auf der SW-Höhe des Gemeindeberges, wo jetzt der Neubau des Grafen Lanckoroński steht.
5. Die durch Abgrabung blosgelegten Schichtköpfe oberhalb des Friedhofes, hinter den Mausoleen am SO-Hange des Gemeindeberges.

1. Der ganze Schichtencomplex von den Kössener Schichten bis einschliesslich Bathonien zeigt concordante Lagerung, und zwar ein gleiches Streichen von SW nach NO und ein ziemlich steiles (25—40°) Fallen nach NW. Im Wesentlichen entspricht die Streichungsrichtung der Längsterstreckung der drei Berge: Gemeindeberg, Girzen- und Trazerberg, welche auch nur aus Schichten dieses Complexes zusammengesetzt sind.

2. Malm und Neocom streichen quer darauf, d. i. von SO nach NW und haben ein steiles Fallen nach Süd. Der nach SO — gegen Lainz zu — quer auf die eben erwähnten Bergrücken sich vorschiebende Rothe Berg[1]), der seinen Namen von dem ihn zusammensetzenden, rothen Hornstein führenden, Aptychenkalk bekommen hat, liegt in diesem Streichen.

Wenden wir uns nun den Einzelheiten zu: Die Hauptmasse des Gemeindeberges einerseits, des Girzen- und Trazerberges andererseits des Einschnittes, durch welchen die von Lainz kommende Strasse führt, bilden die mächtigen Kalkbänke des Bajocien; im SW-Theile des Gemeindeberges, in welchem die Streichungsrichtung eine Schwenkung gegen die NS-Richtung macht, finden wir die Klausschichten. Diese zu beiden Seiten des Strasseneinschnittes gelegenen Höhen, mit gleichem Streichen und Fallen ihrer Schichten, dürfen nicht jede als eine selbstständige tektonische Individualität, also nicht der Gemeindeberg einerseits, der Girzen- beziehungsweise Trazerberg andererseits, als eine Klippe für sich aufgefasst werden, sondern dieselben gehören vielmehr tektonisch zu einem Ganzen, zu einer grösseren Klippe und sind nur durch ein Erosionsthal, durch welches jetzt die Strasse führt und in welchem die tiefer liegenden Horizonte Lias und Kössener Schichten angeschnitten sind, getrennt.

Der ganze Schichtencomplex steigt ziemlich steil aus dem im NW angrenzenden Wiener Sandstein auf, welch' letzterer in diesem Gebiete das gleiche Streichen und (?) Fallen hat. Längst der ganzen SO-Seite (so am SO-Abhange des Gemeindeberges) sehen wir die emporsteigenden Schichtköpfe zu Tage treten; sie sind hier abgebrochen und, nimmt man an, dass diese dem nördlichen Schenkel einer Anticlinale angehört haben, so kann man folgern, dass der südliche Schenkel längst einer dem Streichen Parallelen zur Tiefe gesunken ist. Enge daran pressen sich die discordant liegenden Malmaptychenkalke. Ein Profil durch den Gemeindeberg möge dies veranschaulichen (siehe umstehende Figur 2).

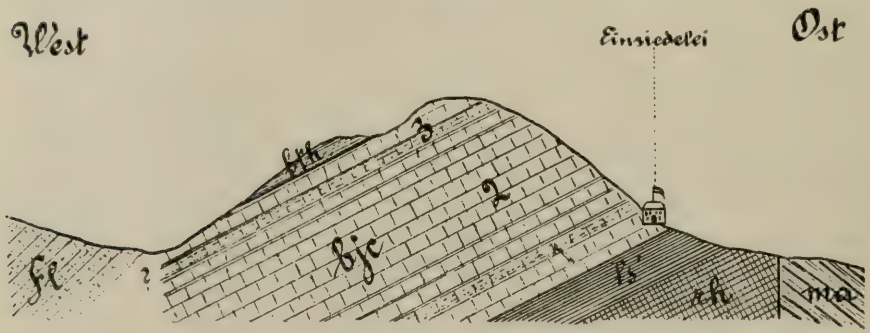
Aber auch im SW des Gemeindeberges sehen wir eine Störung. Die südwestliche höchste Höhe desselben besteht, abweichend von dem Uebrigen, ganz aus dem liassischen Quarzsandstein; dieser befindet sich also hier sicherlich in abnormer Lagerung, denn ihn um-

[1]) Dr. Julius Mayer: („Das inneralpine Wiener Becken". Blätter des Vereines für Landeskunde von Niederösterreich 1897, XXXI, Nr. 8—10, p. 349. Anmerkung 2) erwähnt den „Rothen Berg" und sagt: „Er heisst wegen seines durch Hornstein roth gefärbten Bodens im Volke der „rothe Berg". Dies sollte wohl richtiger heissen: „er heisst wegen seines durch rothen, hornsteinführenden Kalk gefärbten Bodens im Volke der „rothe Berg".

schliessen im S Neocom, im W und N Wiener Sandstein, im O aber Bathonien. Er bildet eine Klippe für sich und ist wahrscheinlich zwischen die jüngeren Ablagerungen in seine jetzige Lage emporgepresst worden. Zwischen ihm und dem übrigen Theile des Gemeindeberges verläuft also eine Dislocationslinie.

Den Malmaptychenkalk sehen wir als eine mehr oder minder breite Zone im O discordant angepresst; concordant an ihn schliessen sich die Neocomkalke (Mergel), welche jedoch viel geringere Ausdehnung haben. Der im Norden des rothen Berges gelegene, bewachsene Hügel [1]) besteht ganz aus Neocomkalken und an der Grenze gegen den Rothen Berg zu sieht man sie unmittelbar auflagern und in den rothen Kalk übergehen.

Fig. 2.



Profil durch den Gemeindeberg.

rh = Kössener Schichten.
ls = Lias.
bjc = Bajocien. { 3 = Oberes, 2 = Mittleres, 1 = Unteres }
bth = Bathonien (Klausschichten).
ma = Malm (Aptychenkalk).
fl = Flysch (Wiener Sandstein).

Ausserdem schliesst er sich im Süden des Gemeindeberges an den Malmaptychenkalk, beziehungsweise den Quarzsandstein an, und während wir den rothen Malmkalk nirgends im W finden, wo er wohl vom Schutt und Wiener Sandstein bedeckt sein dürfte, sehen wir eine schmale Zone Neocom westlich vom Trazerberg am Fusse des Hagenberges, ohne über die Lagerungsverhältnisse Sicheres angeben zu können. Denken wir uns diese von einander getrennten Neocomschollen durch Ergänzung der Unterbrechungen miteinander verbunden, so gewinnt es den Anschein, als würden diese jüngeren Ablagerungen (wahrscheinlich auch der concordante Malm) die Klippe älterer Schichten als gürtelförmige Zone umsäumen. Diese Erschei-

---

[1]) Auf welchem sich die Werkstätten des Kunstfeuerwerkers Weinberger befinden.

nung veranlasste wohl auch Griesbach [1]) zu der Annahme, dass während dieser jüngeren geologischen Perioden die Schichten des Dogger als Insel aus dem Meere ragten, um welche sich zonenförmig die rothen Kalke ablagerten.

Zum Malm rechne ich, wie schon früher (p. 146 [52]) erwähnt, auch den an zwei engbegrenzten Stellen zu Tage tretenden Crinoidenkalk, der dasselbe Streichen und Fallen zeigt.

Die scharfe Grenze der beiden so wesentlich verschieden gelagerten Schichtencomplexe des Dogger und Malm scheint in einer grossen SW—NO verlaufenden Dislocationslinie, einem Verwerfungsbruche ihren Grund zu haben. Ebenso wie am Gemeindeberge ist auch am Girzenberge der südliche Schenkel der Dogger-Anticlinale parallel dem Streichen zur Tiefe gesunken und sind die Malmaptychenkalke hier durch Verwerfung enge an die Schichtköpfe des emporsteigenden Schenkels discordant angepresst.

Von grossem Interesse und vielleicht eine Bestätigung für die Annahme einer Verwerfungskluft scheint mir folgende Thatsache zu sein. Unweit des Glassauer Steinbruchs im Osten desselben, gerade an der Grenze des Dogger und Malm findet man grobe Brocken eines stark verwitterten, gelbgrün aussehenden Gesteines, in welchem man eckige Stücke sowohl des grauen Doggerkalkes, als auch des rothen Malmaptychenkalkes eingeschlossen sieht und das hiedurch auf den ersten, flüchtigen Blick den Eindruck einer Reibungsbreccie macht, deren Auffindung an dieser Dislocationsstelle auch gar nicht verwundern könnte.

Ich liess einige Dünnschliffe davon anfertigen und Herr Adjunct Dr. Josef Pelikan [2]) war so liebenswürdig, dieselben näher zu untersuchen. Es ergab die Untersuchung Folgendes:

Das Gestein, dem ersten Ansehen nach eine Breccie, besteht aus einer gelbgrünen Grundmasse, in welcher ausser eckigen, kleinen Trümmern eines grauen und rothen Kalkes dunkelgrüne Körner liegen, welche zuweilen krystallähnliche Umrisse zeigen. Diese ganze Masse macht den Eindruck, als ob sie aus kugelförmigen Klümpchen (Kügelchen) zusammengesetzt sei, also eine sphärolithische Structur zeige. Es ist dies jedoch wahrscheinlich nur eine in Folge des bei der Verwitterung sich zusammenballenden Chlorits erfolgte, secundäre Erscheinung.

Unter dem Mikroskope zeigt das Gestein deutlich mikrolithische Structur. Man sieht eine dunkelgrüne, chloritische Masse, welche stellenweise durch Eisenoxydhydrat braunroth gefärbt ist, und in welcher deutlich die Umrisse leistenförmiger Mikrolithe erkennbar sind. Hie und da sind diese Mikrolithenformen von Feldspatsubstanz ausgefüllt, welch' letztere jedoch jedenfalls nicht primär ist. Auf Grund des optischen Verhaltens ist als wahrscheinlich anzunehmen, dass es Albitsubstanz sei. Die allenthalben im Gestein sichtbaren Calcitpartikelchen sind offenbar das Nebenproduct der

[1]) K. L. Griesbach: „Der Jura von St. Veit bei Wien." Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt, XVIII, 1868, p. 129.

[2]) Ich erlaube mir an dieser Stelle Herrn Dr. J. Pelikan für seine freundliche Bemühung meinen besten Dank zu sagen.

Zersetzung eines basischen Plagioklas, welcher also einerseits einen saueren, dem Albit nahestehenden Feldspat geliefert hat, während andererseits sich der ausgeschiedene Kalk als kohlensauerer Kalk im Gesteine vertheilte. An den meisten Stellen aber sind die Feldspatformen vollkommen mit Chlorit ausgefüllt. Andere Krystallformen deuten auf das Vorhandensein von Augit, wieder andere auf Olivin hin. Ausserdem ist im Gestein eine grosse Menge Magnetit enthalten. Ursprünglich scheint das Gestein Intersertalstructur besessen zu haben; da das ganze Gestein aus verschieden struirten Partien besteht, welche sich theils durch die Feinheit des Kornes, theils durch die Ausbildung des Gemengtheiles von einander unterscheiden, so ist ziemlich sicher anzunehmen, dass wir es mit einem Brockentuff zu thun haben, dessen Bruchstücke einem Plagioklasbasalt angehört haben mögen.

Bisher war das Vorkommen eines solchen Brockentuffes aus St. Veit nicht bekannt; seine Auffindung an einer Stelle, welche in die Grenze des Dogger und Malm, also, wie angenommen wurde, in die Dislocationslinie fällt, lässt den Schluss zu, dass er als Intrusivmasse in die vorhandene Bruchspalte hineingepresst wurde, dabei auch bis an die Oberfläche gelangte und auf dem Wege dahin losgebrochene Stücke des umgrenzenden Gesteinsmateriales eingeschlossen und auf diese Weise das Aussehen einer Reibungsbreccie angenommen hat. Ob die Ausdehnung dieses Brockentuffes eine bedeutende war, ob er etwa auch als Deckschichte der Klippe weitere Verbreitung hatte und sein Durchbruch mit Contacterscheinungen verbunden war, lässt sich nicht angeben.

Von Wichtigkeit ist auch noch die Thatsache des unerwarteten Auftretens von Versteinerungen aus den Klausschichten im Osten des Glassauer Steinbruches. Es wurden daselbst im Ackerboden knollig herausgewitterte Phylloceraten und Lytoceraten der Klausschichten gefunden und ich glaube, dass dieselben einer abgesunkenen, zwischen Dogger und Malm eingekeilten und zerbröckelten Scholle entstammen dürften.

Die nachstehende Figur 3 veranschaulicht das Profil durch den Girzen-, beziehungsweise Rothen Berg.

Zum erstenmale wurde diesen isolirten Kalkbergen in der Flyschzone die Bezeichnung „Klippen" im Jahre 1867 beigelegt; v. Hauer schreibt[1]): „Mit grosser Sicherheit wird man die verschiedenen Glieder der der Lias- und Juraformation angehörigen Klippen im Thiergarten bei Wien und von St. Veit als ‚Klippen' bezeichnen können" und Griesbach bespricht in einer Abhandlung im Jahre 1869[2]) alle diese Vorkommnisse im Einzelnen nach ihrer petrographischen, palaeontologischen und stratigraphischen Verschiedenheit und nennt die von einander unabhängigen älteren Aufbrüche, von denen St. Veit den östlichsten repräsentirt auf Grund der Aehnlichkeit mit den karpathischen Klippen, d. h. wegen des Umstandes,

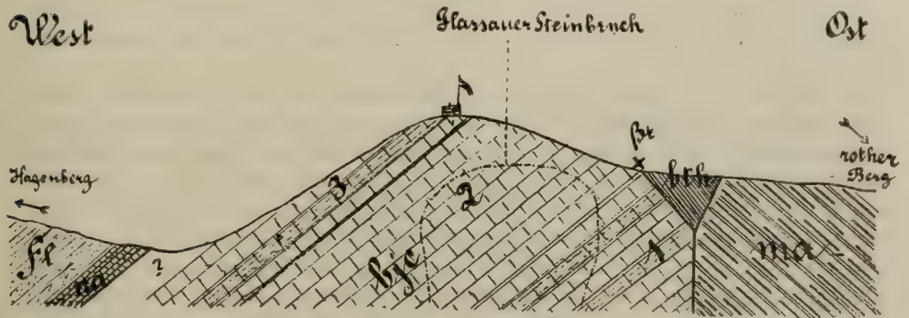
[1]) Fr. R. v. Hauer: „Geologische Uebersichtskarte der österr.-ungar. Monarchie" 1867, I. Heft, pag. 10.

[2]) K. L. Griesbach: „Die Klippen im Wiener Sandsteine." Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1869, XIX, pag. 217—224.

dass auch sie aus der grossen Masse des Sandsteines hervorragen, „Klippen“.

Eine neue Beachtung der stratigraphischen und besonders tektonischen Einzelheiten der St. Veiter Klippe war bei dem gegenwärtigen Stande der Klippenforschung von umso grösserer Bedeutung, als die umfassende Erforschung des charakteristischesten Klippengebietes unserer Monarchie, nämlich der zahlreichen „Klippenreihen“ und „Klippengruppen“, welche die breite Flyschregion der Karpathen kennzeichnen, insbesondere die ausgezeichneten Arbeiten Stache's[1], Neumayr's[2] und Uhlig's[3] uns mannigfache Vergleichungspunkte bieten, wonach wir auch Schlüsse über Entstehung und den Charakter der St. Veiter Klippe ziehen können.

Fig. 3.



Profil durch den Girzenberg.

bjc = Bajocien { 3 = Oberes, 2 = Mittleres, 1 = Unteres }
bth = Bathonien (Klausschichten).
ma = Malm (Aptychenkalk).
na = Neocom (Aptychenkalk).
fl = Flysch (Wiener Sandstein).
βt = Fundstelle des Brockentuffs.

Gerade die genaue Kenntniss des Klippenreichthums der karpathischen Sandsteinzone liess die Vermuthung berechtigt erscheinen, ob denn nicht ähnliche Verhältnisse, wie sie so eminent charakteristisch für die Flyschzone der Karpathen sind, nicht auch in der gleichen Zone der Ostalpen anzutreffen seien und wir finden auch einen Hinweis hierauf in Neumayr's „Erdgeschichte“, wo es heisst[4]: „Die Wiener Sandsteine haben in ihrer Gesteinsentwicklung und in dem Hervortauchen zahlreicher isolirter Klippen von Jurakalken im

[1]) G. Stache: „Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Unghvár in Ungarn.“ Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1871, XXI, pag. 379—435.

[2]) M. Neumayr: „Der pieninische Klippenzug.“ Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1871, XXI, pag. 451–536.

[3]) V. Uhlig: „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen.“ Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1890, XL, pag. 559—820.

[4]) M. Neumayr: „Die Erdgeschichte.“ 1. Aufl., pag. 671.

Flyschgebiet der nächsten Umgebung von Wien bei St. Veit und im benachbarten Thiergarten schon den karpathischen Typus" und Uhlig[1]) sagt: „Als südwestliche Fortsetzung der südlichen Klippenzone der Karpathen hat man seit jeher die kleine Klippengruppe von St. Veit bei Wien betrachtet, welche ganz nahe dem Nordrande der Kalkzone der Alpen gelegen und von eocänen Flyschbildungen umgeben ist."

Besteht nun thatsächlich eine Aehnlichkeit in der Schichtenzusammensetzung und dem Aufbau der St. Veiter Klippe mit den karpathischen Klippen? Dies ist die Frage, welche im Folgenden in Kürze durch eine vergleichende Betrachtung beantwortet werden soll[2]).

Was zunächst die die karpathischen Klippen zusammensetzenden Schichten die „Klippengesteine" betrifft, so nehmen auch schon Kössener Schichten, zwar nicht allgemein, so doch in einzelnen Klippengebieten am Aufbau der Klippen theil. Wir finden sie jedoch nur im südwestlichen Theile der südlichen Klippenzone, so z. B. im Thale der Waag und Neutra, u. zw. in der karpathischen Facies entwickelt.

Dann sind Lias, Dogger, Malm und Neocom betheiligt. Lias tritt in den karpathischen Klippen vornehmlich[3]) auch nur im westlichen Theile des südlichen Klippenzuges auf, u. zw. geradeso wie in St. Veit in Form von Grestener Schichten, dunklen Arietenkalken, sowie Fleckenmergeln und Fleckenkalken; letztere spielen jedoch eine weit bedeutendere Rolle (z. B. im Klippengebiete von Trenczin und der Arva), als in St. Veit. Ob sie in St. Veit Mittel-, ob auch Oberlias repräsentiren, ist mangels Petrefacten nicht nachweisbar; in den Karpathen ist Mittellias durch Fleckenkalke mit *Amaltheus margaritatus Brug.*, Oberlias durch Posidonienschiefer manchenorts nachgewiesen, meist ist jedoch nur der untere Lias sicher vertreten.

Zum Theil bedeutend abweichend ist nun die Ausbildung des Dogger und Malm in den karpathischen Klippen. Dogger und Malm treten hier in einer Entwicklung auf, in welcher Neumayr wieder zwei von einander verschiedene Ausbildungsweisen unterscheidet, u. zw. die „hochkarpathische" oder „Hornsteinkalkfacies" und die „subkarpathische" oder „versteinerungsreiche Facies". Erstere ist charakterisirt durch sehr mächtige, kaum zu gliedernde, hornsteinreiche Kalke, welche ausser Aptychen nur wenig andere Versteinerungen enthalten und alle Jurahorizonte bis ins Tithon in gleicher Facies umfassen. Die subkarpathische Facies hingegen besteht aus einer Reihe gut gegliederter, versteinerungsreicher Abtheilungen, u. zw. Mergeln, Crinoidenkalken und Ammonitenkalken. Von diesen umfassen die Mergel den unteren Dogger (die Zonen des *Harpoceras opalinum Rein.* und des *Harpoceras Murchisonae Sow.*), weisse Crinoidenkalke den mittleren, rothe den oberen Dogger, die Ammonitenkalke (Czorstyner und Rogoz-

[1]) V. Uhlig: „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen." Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1890, XL, pag. 814.

[2]) Aus der reichhaltigen Literatur, betreffend die karpathischen Klippen wurden hiezu besonders die schon pag. 153 [59] sub Anmerkung 1, 2 und 3 erwähnten Arbeiten verwendet.

[3]) Von geringer Bedeutung auch im Klippenzuge des Ungh. Comitat.

niker Kalke) jedoch die einzelnen Glieder des Malm. Obgleich in der Hornsteinkalkfacies nach der Angabe Neumayr's nur Tithon auf Grund einer kleinen Zahl bestimmbarer Reste nachweisbar war, nimmt er dennoch an, dass dieselbe alle Glieder des mittleren und oberen Jura repräsentirt; sie hat ihre Verbreitung nur in der südlichen Klippenzone.

Was nun den Dogger in St. Veit anbelangt, so haben wir, wie aus dem Verhergegangenen ersichtlich, grösstentheils eine wesentlich andere Entwicklung, eine Facies, wie sie in keiner, auch nicht der nächstgelegenen der karpathischen Klippen anzutreffen ist, und das ist ein auffallender Unterschied. Erst in den Klausschichten, welche auch in den Karpathen auftreten, erfolgt wieder eine Annäherung.

Der Malm St. Veits aber zeigt wieder eine Ausbildung, welche wir als vollkommen analog der der Hornsteinkalkfacies der Karpathen bezeichnen können. Es sind die nämlichen hornsteinreichen, fast nur Aptychen führenden Kalke von meist röthlicher Farbe, welche keine speciellere Gliederung zulassen und von welchen wir ebenso annehmen müssen, dass auch sie tiefere Horizonte, als das bis nun nur angenommene Tithon vertreten und somit denselben stratigraphischen Umfang einnehmen, wie die Czorstyner rothen Knollenkalke und die Rogozniker Breccie der versteinerungsreichen Facies.

Auf die grosse Aehnlichkeit der Entwicklung dieses Aptychenkalkes finden wir auch in der Karpathenliteratur hingewiesen, so heisst es an einer Stelle [1]): „Im Raczowathal wird der Neocomkalk von rothem Hornsteinkalk unterlagert, welcher petrographisch vollkommen dem rothen Hornsteinkalke von St. Veit bei Wien gleicht", und an anderem Orte [2]) lesen wir, dass der hornsteinreiche Kalk der Pieninen sich in nichts unterscheidet von den altbekannten alpinkarpathischen Aptychenkalken.

Die in St. Veit nach meiner Annahme die Unterlage des Aptychenkalkes bildenden, rothen Crinoidenkalke finden sich aber auch in den Karpathen in diesem Niveau und in innigem Zusammenhang mit dem Aptychenkalk. Aber auch das Neocom zeigt Uebereinstimmung in der Ausbildung heller Kalke mit *Aptychus Didayi Coqu.* und dunkelgefleckter Mergel. Endlich ist auch das Auftreten von Intrusivgesteinen eine Erscheinung, welche an vielen karpathischen Klippen, nur in weit mächtigerer Entwicklung beobachtet wurde, und es finden sich Tuffe, sehr ähnlich denen von St. Veit. In Bezug auf die Klippengesteine sehen wir also eine ziemlich bedeutende Analogie der Entwicklung insbesondere mit den Klippen der südlichen Klippenzone der Karpathen, und wenn auch keine völlige Uebereinstimmung besteht, so kann man doch auf Grund dieser Beobachtungen von karpathischen Spuren an dem nordöstlichen Ende der nordalpinen Sandsteinzone sprechen.

Die Klippenhülle ist bei dieser alpinen Klippe ebenfalls Flyschsandstein von, wegen seiner Fossilarmuth, noch nicht genau fest-

---

[1]) Paul: „Die nördliche Arva." Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1868, XVIII, pag. 221.

[2]) V. Uhlig: „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen." Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1890, XL, pag. 767.

gestelltem Alter (wahrscheinlich eocän). Von besonderer Wichtigkeit erscheint mir jedoch die Thatsache, dass mir küstennahe Sedimente (rothe Thone, Sande, Strandconglomerate) in dem Sinne, wie sie der Klippenhülle der karpathischen Klippen eigen sind, aus der Umgebung der St. Veiter Klippe nicht bekannt geworden sind, dass also jedwedes Vorkommen eines Sedimentes von litoralem Charakter fehlt. Demnach fehlt das wichtigste Beweismaterial, welches auch hier der von Stache und Uhlig für den pieninischen Klippenzug geltend gemachten Auffassung günstig wäre, wonach auch unsere alpine Klippe als das Fragment eines älteren, der Sandsteinzone gegenüber tektonisch selbstständigen Gebirges angesehen werden könnte.

Vielleicht haben wir in St. Veit ein Beispiel einer auf tektonischem Wege entstandenen Klippe einer „tektonischen Klippe", bei welcher Faltung in Verbindung mit Verwerfungsbrüchen jene eigenthümliche Erscheinungsform, wie sie uns im nordöstlichsten Ausläufer der alpinen Flyschzone nicht nur in diesem einzigen Vorkommniss entgegentritt, ausgestaltet haben.

Die St. Veiter Klippe steht nämlich keineswegs isolirt da, sondern sie gehört vielmehr einer sich nach SW fortsetzenden Klippengruppe an und bildet in dieser nur die östlichste und an Ausdehnung bedeutendste Klippe.

Schreiten wir in der südwestlichen Verlängerung der Längserstreckung der St. Veiter Berge über die Thiergartenmauer in den k. k. Thiergarten, so begegnen wir in demselben einer grösseren Zahl ähnlicher, dicht beisammen auftretender, nur viel kleinerer Klippen, tektonischer Individualitäten von gleicher Schichtenzusammensetzung, wie die St. Veiter Klippe.

Inhaltsverzeichniss.

	Seite	
Vorwort	94	[1]
Einleitung	94	[1]
I. Palaeontologisch-stratigraphische Ergebnisse	100	[6]
Trias	100	[6]
Kössener Schichten	100	[6]
Jura	100	[6]
I. Unterer Jura — Lias	100	[6]
1. Grestener Schichten	101	[7]
2. Arietenkalke	102	[8]
3. Fleckenmergel	104	[10]
II. Mittlerer Jura — Dogger	104	[10]
Bajocien	105	[11]
a) Unteres Bajocien	106	[12]
b) Mittleres Bajocien	117	[23]
c) Oberes Bajocien	136	[42]
Bathonien (Klausschichten)	140	[46]
III Oberer Jura — Malm	146	[52]
Kreide	147	[53]
II. Lagerungsverhältnisse und tektonischer Bau	148	[54]

Tabellarische Uebersicht der in St. Veit vorkommenden Schichten und Versteinerungen.

Formation	Abschnitt	Unterabtheilung	Eintheilung des Oolith nach Girardot (1893)		Eintheilung des Oolith nach (1891) Haug (1893)		Eintheilung d. Oolith nach Riche (1893)		Quenstedt	Eintheilung des Dogger nach Oppel (1858)	Angenommene Eintheilung	Zonen	Petrographischer Charakter	Versteinerungen
Kreide	Neocom		weisser Aptychenkalk										harte, grauweisse Kalke mit weissen Calcitadern; weiche, dunkelgefleckte Mergel.	*Belemnites sp.* *Ammonites sp.* *Aptychus Didayi Coqu.*
Jura	Malm	oberer mittlerer ?	rother Aptychenkalk										rothe, matte, hornsteinreiche Kalke.	*Orbulina neojurensis Karr.* *Lagena Dianae Karr.* *Biloculina antiqua Karr.* *Nodosaria triloculata Karr.* *Terebratula triangulus Park.* *Belemnites hastatus Blainv.* „ *cf. conophorus Opp.* *Belemnites cf. semisulcatus Münst.* *Perisphinctes (Olcosteph.) sp.* *Aptychus lamellosus Park.* „ *crassicauda Qu.* „ *latus Voltz.* „ *depressus Voltz.* „ *profundus Voltz.* „ *punctatus Voltz.*
		unterer	rother Crinoidenkalk										röthlicher, harter Kalk, weissgefleckt von krystall. Kalkstein.	*Terebratula sp.* Crinoidenstielglieder. *Ammonites sp.*
	Dogger	oberer Dogger. Bathonien (d'Halloy) Great Oolite	Bathonien		Bathonien	Zone à *Opp. aspidoides Opp.*	Bathonien (Grand Oolith)	Bath. supér. Zone à *Opp. aspidoides Opp.*	ε	Zone der *Terebratula lagenalis Schloth.*	Bathonien	Z. d. *Oppelia aspidoides Opp.*		?
						Zone à *Oppelia fusca Qu.*		Bath. infér. Zone à *Pecten exaratus Terq. et J.*		Zone der *Terebratula digona Sow.*		Z. d. *Oppelia fusca Qu.* und des *Cosmoceras ferrugineum Opp.* (Klausschichten).	sehr harte, dichte, graue, auch röthliche Kalke mit muscheligem Bruche; hornsteinführend.	*Cnemidiastrum sp.* *Holectyp. hemisphaericus Ag.* *Holectyp. cf. oblongus Wright.* *Collyrit. ovalis Cotteau.* *Terebrat. cf. margarita Opp.* *Posidonia alpina Grasb.* *Phyll. Kudernatschi v. Hau.* „ *haloricum v. Hau.* „ *mediterraneum Neum.* „ *sp. aff. tortisulcatum d'Orb.* *Lytoc. tripartitum Rasp.* *Stephan. linguiferum d'Orb.* *Morph. polymorphum d'Orb.* „ *dimorphum d'Orb.* *Perisph. cf. aurigerus Opp.*
		mittlerer Dogger. Bajocien (d'Orbigny). Oolithe de Bayeux. inferior Oolite.	Bajocien supérieur	Assise de *l'Amm. Garanti d'Orb.*	Bajocien supérieur (1891 und 1893)	Zone à *Cosmoc. subfurcatum Ziet.*	Bajocien	Faciès à Polypiers		Zone des *Ammonites Parkinsoni Sow.*	oberes Bajocien	Z. d. *Cosmoceras Parkinsoni Sow.*		?
												Z. d. *Cosmoceras subfurcatum Ziet.*		*Belemnites canaliculatus Schloth.* *Phylloceras viator d'Orb.* *Cosmoceras subfurcatum Ziet.* „ *baculatum Qu.* *Amaltheus Truellei d'Orb.* *Oppelia subradiata Sow.* *Hamites baculatus Qu.* Lamna-Zahn. *Cancellophycus reticularis Sap.*
			Bajocien moyen	Assise des *Amm. Blagdeni Sow. et Humphriesi Sow.*	Bajocien moyen (1891) Bajocien inférieur (1893)	Zone à *Sonninia Romani Opp.*			δ	Zone des *Ammonites Humphriesianus Sow.* (Untere Lagen mit *Ammonites Sauzei d'Orb.* und *Ammonites Sowerbyi Mill.*)	mittleres Bajocien	Z. d. *Harpoceras Romani Opp.* Schichten mit *Stephanoceras Blagdeni Sow.* *Stephanoceras Humphriesianum Sow.* und *Stephanoceras Bayleanum Opp.*	Graublaue, mehr oder minder feste Kalke (in Bänken von 8 *cm*—4 *dm* Mächtigkeit); stellenweise sandigere und mergeligschiefrige, gelbgraue Partien, namentlich in den unteren und oberen Lagen.	Crinoidenstielglieder. *Pecten sp.* *Lima sp.* *Avicula sp.* *Modiola sp.* *Posidonia Suessi Opp.* und andere *sp.* *Belemnites giganteus Schloth.* „ *canaliculatus Schloth.* „ *Eduardi nova species.* *Nautilus obesus Sow.* „ *clausus d'Orb.* *Phylloceras heterophylloides Opp.* *Phylloceras Zignoanum d'Orb. Neum.* *Oppelia subradiata Sow.* *Stephanoceras Vindobonense Griesb.* „ *Bayleanum Opp.* „ *tenuicostatum nova species.* „ *Humphriesianum Sow.* „ *subcoronatum Opp.* „ *Blagdeni Sow.* „ *Braikenridgi Sow.* *Sphaeroceras Brongniarti Sow.* „ *evolvescens Waag.*
			Bajocien inférieur	Zone à *Sphaer. Sauzei d'Orb.*		Zone à *Sphaer. Sauzei d'Orb.*		Faciès à Calcaire à Entroques.	γ		unteres Bajocien	Z. d. *Stephanoceras Sauzei d'Orb.*		*Cardium cognatum Phill.* Posidonien. *Belemn. gingensis Opp.* „ *cf. breviformis Voltz.* *Lytoc. cf. rasile.* *Harpoceras mesacanthum Waag.* *Harpoceras Tessonianum d'Orb.* *Harpoc. deltafalcatum Qu.* „ *Romanoides Douv.* „ *discites Buckm.* *Coeloc. cf. anguinum Rein.*
				Zone à *H. Sowerbyi Mill.*								Z. d. *Harpoceras Sowerbyi Mill.*		?
		unterer Dogger		Zone à *Harpoceras Murchisonae Sow.*	Bajocien inférieur (1891)	Aalénien C. Mayer 1864. Haug 1892 (93). Z. à *H. concav.*			β	Zone des *Ammonites Murchisonae Sow.*		Z. d. *Harpoceras concavum Sow.*		fehlen.
						Z. à *H. Murchis.*		Z. à *H. Murchis.* *Assise à Cancellophycus.*				Z. d. *Harpoceras Murchisonae Sow.* (Von Vacek noch zum Lias gerechnet.)		
			Lias supérieur		Lias supérieur (1891)	Z. à *H. opalin.*	Lias supérieur		α	Zone der *Trigonia navis Lam.*		Z. d. *Harpoceras opalinum Rein.* oder *Harpoc. aalense Ziet.*		
						Z. à *Lyt. torulos.*				Zone des *Ammonites torulosus Ziet.*		Z. d. *Lytoceras torulosum Ziet.*		
	Lias	oberer mittlerer ?	Fleckenmergel										grünlichgraue, schwarzgraue Mergelschiefer mit weissen Flecken.	
		unterer Lias	Arietenkalk									Z. d. *Arietites Bucklandi Sow.*	dunkelgrauer, sehr harter, dünnplattiger Kalk.	*Pleurot. expansa Goldf.* „ *anglica Sow.* „ *princeps Koch et D.* *Lima punctata Sow.* *Lima Delongchampsi Stol.* „ *gigantea.* *Cardinia Listeri Agass.* „ *gigantea Qu.* *Rhynchonella sp.* *Ostrea sp.* *Arietites Conybeari Sow.* Saurier *phalange.*
			Grestener Schichten										grobkörniger Quarzsandstein; dunkelgraugrüner Kalkstein.	*Pentacrinus sp.* *Pecten liasinus Nyst.* *Pecten lugdunensis Mer.* *Gryphaea arcuata Lam.* *Schlotheimia Charmassei d'Orb.*
Trias			Kössener Schichten (schwäbische Facies)										theils sehr harter, gelber Hornsteinkalk, theils dunkelgrauer Mergelkalk und schwarzgraue Mergelschiefer.	*Chemnitzia Quenst. Stopp.* *Turitella Stoppanii Winkl.* *Turbo alpinus Winkl.* *Ostrea rhaetica Gümb.* *Anomia fissicostata Winkl.* „ *alpina Winkl.* *Pecten acuteauritus Schafh.* *Plicatula intustriata Emmr.* *Avicula contorta Portl.* *Gervillia inflata Schafh.* *Gervillia praecursor Qu.* *Mytilus minutus Goldf.* *Leda percaudata Gümb.* „ *alpina Winkl.* *Arca bavaria Winkl.* *Myophoria inflata Emmr.* *Cardita austriaca v. H.* *Pholadom. lagenalis Schafh.*

Das Reichensteiner- und Bielengebirge.

Ein Beitrag zur Kenntniss des schlesischen Gebirgslandes.

Von **J. Guckler** [1]).

Allgemeine topographische Orientirung.

Wenn wir aus der Oderebene etwa von Brieg her nach Südwesten wandern, so zeigt sich uns zwischen den mächtigen Coulissen des schroffen Zobtenkegels im Westen und der ganz ähnlich gestalteten Bischofskoppe im Süden das Sudetengebirge, in sanften blauen Farbentönen den Horizont begrenzend. Ganz deutlich sind drei Abschnitte in der langen Kette zu erkennen.

Von NW her steigt aus dem hügeligen Vorlande des Riesengebirges das Eulengebirge rasch zur hohen Eule empor, um sich dann zu einer tiefen Lücke in dem blauen Saume, — den Pässen von Silberberg und Wartha, — hinabzusenken.

Weiter links aber sehen wir aus einer ähnlichen Lücke, vom tief gefurchten Schlippenthale und dem Ramsauer Passe an, das Hochgesenke jäh wie eine gewaltige Mauer emporsteigen und dann ebenso steil vom Altvater in die Hügel- und Plateaulandschaften des niederen Gesenkes abfallen.

In der Mitte zwischen diesen kammartig gestalteten Flügeln liegt ohne einheitliche Kammlinie und darum viel wechselvoller in

[1]) Die vorliegende Publication ist ein Ausschnitt aus einer umfangreicheren, von Herrn Prof. Dr. F. Becke in Prag übermittelten Arbeit eines über der Lehramtsprüfung verstorbenen Candidaten, der sich schon während seiner Studien an der Prager Universität durch Fleiss und Begabung und durch ein reges Interesse für geographisch-geologische Forschung auszeichnete. Dem Manuscripte lag eine geologisch colorirte Karte im Massstabe von 1 : 75.000 bei, die ganze Westhälfte des Specialkartenblattes Jauernig-Weidenau (Z. 4, Col. XVI) umfassend, aus welcher klar ersichtlich ist, dass jener Theil des Elaborates, der hier zum Abdrucke gelangt, auf detaillirten Begehungen und somit jedenfalls auf Original-Beobachtungen beruht. In dieser Karte hat der Autor auch die zahlreichen Beobachtungsdaten über die Lagerungsverhältnisse der Schichten eingetragen, welche in der vorliegenden Arbeit Gegenstand der Erörterung sind, und die vielleicht Jenem, der sich später eingehender mit dem Studium dieses Gebirgslandes beschäftigt, manchen erwünschten Behelf für die Klarlegung der jedenfalls sehr complicirten, tectonischen Verhältnisse des Gebietes liefern werden.

Das Manuscript wurde im Jänner 1890 abgeschlossen. Die Redaction.

seinen Formen das Reichensteiner- oder schlesisch-glätzische Grenzgebirge. Durch die tiefe westliche Lücke aber schweifen unsere Blicke weit hinaus bis an die verschwommenen Contouren der böhmischen Kämme und zum Heuscheuergebirge, — nahe bei der östlichen Einkerbung ragen, in mattes Blau gehüllt, die Hochgipfel des Glätzer Schneegebirges über den frischer gefärbten, ersten Gebirgssaum empor.

Sind wir vom Münsterberger Plateau in die Neisseniederung hinabgestiegen, so haben wir nur noch den mittleren Abschnitt, das Grenzgebirge, vor uns, während uns die beiden Flügel nur Seitenansichten bieten. Auch das schlesisch-glätzische Grenzgebirge ist dreifach gegliedert.

Aus der erwähnten westlichen Gebirgslücke sehen wir das zweistufige Warthagebirge in flachem, gegen uns gerichteten Bogen hinziehen bis zu den weithin glänzenden Kalksteinwänden am Ostabhange des Schlackenthales bei Reichenstein. Dieser Bogen ist der Rand der ersten Stufe; darauf sitzt das hohe Warthagebirge, das über steile, durch Felsstürze [1]) entstandene Wände aus dem gleichnamigen Passe emporgestiegen ist, dann einen auffallend zackigen Kamm bildet und in der Mitte der unteren Stufe steil zu dieser hinabstürzt, eine weite Lücke im Gebirgssaume freilassend. Aus der östlichen Lücke aber zieht das zweistufige Bielengebirge heran und sendet seine untere Terrasse in flachem, gegen uns convexen Bogen bis an den wild zerklüfteten Krebsgrund bei Jauernig. Darauf sitzt das hohe Bielengebirge, dessen vorderer Kamm aus dem Schlippenthale steil emporsteigt und schroffe Gipfel aufthürmt, die auffallend an das hohe Warthagebirge erinnern; hat ja auch das Volk hier wie dort den höchsten Punkt Spitzberg geheissen. Auch das hohe Bielengebirge fällt in der Mitte der niederen Stufe mehrere hundert Meter zu dieser hinab.

In der Mitte zwischen Wartha- und Bielengebirge schiebt uns das Reichensteinergebirge (im engeren Sinne) seinen bogenförmigen Aussenrand weit in die Ebene entgegen.

Aber im Hintergrunde des Schlackenthales wird die Aussicht gehemmt durch den gewaltigen Dom des Jauersberges, dessen Kuppel so sehr dem Inselberge im Thüringer Walde gleicht [2]), und durch das lange Thal des Krebsgrundes blickt man zu der ganz ähnlich, nur breiter angelegten Kuppel des Rösselberges empor.

Haben wir nun die Neisseniederung durchmessen und sind an den Gebirgssaum herangetreten, so liegt nur noch das Reichensteinergebirge vor uns. Nochmals wiederholt sich hier die dreifache Gliederung und jetzt auch im verticalen Sinne. Aus dem tiefen Thale westlich vom Krebsgrunde steigt das Hohe Haus in zwei Stufen empor und senkt sich dann zur Alten Gos, und ebenso erhebt sich aus der Tiefe östlich vom Schlackenthale der Hohe Berg, um dann

[1]) Am 6. September 1598 in Folge eines Erdbebens, am 24. August 1846 und kleinere Abrutschungen in den letzten Jahren . . . . . J. Peter: Die Grafschaft Glatz und deren Anschlüsse, S. 19.

[2]) J. Kutzen: Die Grafschaft Glatz, S. 114.

zum Habichtsgrunde herabzusteigen. Zwischen beiden liegt der Hohe Stein, gekrönt von drei zackigen Gneishörnern, hinter denen die Felsenburg des Hohen Steins emporsteigt.

In die Alte Gos ragt die Mittelkoppe herein, und ähnlich schliesst der Habichtstein den Habichtsgrund ab.

In drei Terrassen, von denen die erste am niedrigsten, von Feld- und Wiesenland, die mittlere über und über mit Wald bedeckt ist und die dreifache Gliederung in ausgezeichneter Weise hervortreten lässt, die dritte aber nur eine einheitliche, trapezförmige Stirnfläche unseren Blicken darbietet, sind wir jetzt zur Heidelkoppe emporgestiegen und haben nun ein ganz anderes Bild vor uns:

Das Glatzer Ländchen, oder wie man es auch genannt hat „das deutsche Arkadien“, liegt zu unseren Füssen, von dem kein Geringerer als L. v. Buch einst sagte, dass dem Lande nur ein griechischer Himmel fehle, um seine Bewohner glauben zu machen, eine besondere Welt sei für sie da.

Ueberschauen wir nun diese Bergwelt, so finden wir zunächst jene Gipfel wieder, die wir vorhin nur durch die Lücken des vorderen Gebirgssaumes in die schlesische Ebene hineinblicken sahen. Da sind es vor Allem die Formen des Schneegebirges, welche uns fesseln: in drei massigen Gipfeln steigt es zur Mitte des Gesichtsfeldes herab, während es auf der anderen Seite als ein echtes Massengebirge steil zur March hinabstürzt. Der leichte Dunstschleier, welcher hinter dem Schneegebirge emporschwebt, verräth uns die breite Niederung an der oberen Neisse, das Langenauer- und Glatzer Becken. Hinter denselben sehen wir das Plateaugebirge von Habelschwerdt steil wie eine Wand emporragen und über demselben, noch weiter im Westen, die böhmischen Kämme die „Grafschaft“ gegen Böhmen hin abgrenzen. Hinter der Einsenkung der Reinerzer Defileen findet das Habelschwerdter Gebirge im Heuscheuer- und Falkengebirge eine ganz ähnlich gestaltete Fortsetzung, um im äussersten Westen das Auge durch den Contrast seiner flachen Sandsteinplateaux mit den Porphyrkegeln des Hochwaldgebirges nochmals ganz besonders zu fesseln.

In der Lücke zwischen Habelschwerdter- und Schneegebirge zeigt sich, in matten Farbentönen auf den Horizont gehaucht der Rand der Bojischen Scholle in der Gegend von Senftenberg und Geiersberg, wo sich diese, nur durch eine schmale Zone von Rothliegendem [1]) oberflächlich getrennt, den Sudeten am meisten nähert.

I. Das Reichensteiner Gebirge.

1. Orographische Beschreibung.

Unter diesem Namen, welcher von dem ehemals lebhaft betriebenen Gold- und Silberbau herrührt, begreifen wir, uns der Haupt-

[1]) E. Suess: Entstehung der Alpen, S. 68.

sache nach an Kutzen[1]) haltend, das Gebirge zwischen dem Follmersdorfer Bache und dem vorderen Schlackenthale im Nordwesten und dem Krebsgrunde im Südosten auf schlesischer Seite, zwischen Biela, wo sie dem Krebsgrunde am nächsten kommt und dem Heinzendorfer Bache im Glätzischen; gegen NO bildet der bogenförmig gegen die Ebene vortretende Gebirgsrand und gegen SW der im selben Sinne gebrochene Lauf der Biele schärfere Grenzen. Innerhalb derselben sind nun die Berge äusserst regelmässig gruppirt. So theilt das breite Weisswasser-Schönauerthal, das sich allmälig zum Rosenkranzer Pass (583 *m*) emporhebt, den westlichen Theil des Gebirges ab, den wir nach der höchsten Kuppe, die sich fast in der Mitte des ungefähr dreieckig gestalteten Sockels zu 827 *m* erhebt, den „Jauersberg" nennen wollen. Gegen das Thal fällt er steil ab und bildet an den Wänden oft zackige Felsen, hat aber deswegen keine Seitenthäler ausser jenen, an dessen Felswänden sich die Reichensteiner Chaussee in mühseligen Windungen emporschlängelt, dagegen ist die Steigung gegen S, W und NO flacher, und dorthin wenden sich auch grössere und kleinere Rinnsale. Am bedeutendsten von allen ist der Gold-, Silber- oder Giftbach, der das Schlackenthal so tief gefurcht hat und jetzt noch an Schlackenhalden vorüberbraust, die auf einen tausendjährigen oder noch älteren Bergbau schliessen lassen[2]).

Hüben und drüben steigen felsige Bergwände mehrere hundert Meter empor, rechts der Grenzkamm zwischen Preussen und Oesterreich mit dem kleinen Jauersberg (774 *m*), Spitzberg (671 *m*) und dem Hutberg (450 *m*); der linken Thalwand ist der Weisse Berg (650 *m*) und der Kohlberg (605 *m*) aufgesetzt, und am Kreuzberge fällt sie fast 200 *m* tief zu sumpfigem Wiesenlande hinab (Mokrade, Benschen). Die Hügelreihen (300 *m*), welche sich von hier fächerförmig gegen die Neisse hinziehen, sind als die letzten Ausläufer des Jauersberges anzusehen.

Auf Glätzischer Seite bildet der Vogelberg (720 *m*) und der Stachelberg auffallendere Bergformen.

Fast das ganze Gebiet ist Waldterrain und beschränkt den Feldbau auf die niedrigsten Thalwände in wenigen Gebirgsdörfern; die Bewohner sind daher auf industrielle Thätigkeit angewiesen, und da hat sich denn eine grosse Anzahl von Industriezweigen um Reichenstein zusammengefunden. Abgesehen von der grossartigen Pulver- und Holzwaarenfabrikation sind es gerade solche, welche nur durch die Beschaffenheit des Gebirges ermöglicht wurden, so ansehnliche Kalkbrennereien, Ziegel- und Porzellanfabrikation, Gyps- und chemische Goldgewinnung und die Arsenikwerke, die grössten in Deutschland.

Wie der Rosenkranzer Sattel den Jauersberg abtrennt, so hat der Leuthener Pass (670 *m*) zwischen dem gleichnamigen und dem Krautenwalder Thale eine ganz ähnliche Bedeutung für

[1]) Grafschaft Glatz, S. 113.

[2]) Man vermuthet in diesen Gegenden die Gothinen, von welchen Tacitus, Germanica c. 43 erzählt, dass sie Bergbau trieben . . . . Zeitschrift d. V. f. Geschichte und Alterthum Schlesiens, 19. B., S. 37.

den Rösselberg, womit wir nicht blos die 849 *m* hohe Kuppe, die eigentlich diesen Namen führt, sondern den ganzen östlichen Abschnitt des Reichensteiner Gebirges bis Krebsgrund und Biele bezeichnen [1]). Gegen Krautenwalde und Leuthen geschieht der Abfall weniger steil, aber von der Rabenbrücke angefangen ist derselbe mindestens 50°, und wo die Lehne nicht von Wald bedeckt ist, zeigt sie eine Felsklippe an die andere gereiht; freundlicher wird das Krautenwalder Thal erst dort, wo es die waldige hohe Stufe verlassen hat und in die wohlbebaute erste Terrasse eingeschnitten ist. Auch gegen die Jauerniger Ebene, die bereits dem Tieflande angehört, ist der Abfall ganz unvermittelt, so besonders am Schlossberge (339 *m*) und beim Silberbergwerk, das man 1889 wieder in Betrieb gesetzt hat. Von hier an fällt auch das höhere Waldgebirge schroff, ohne vermittelnde Vorstufe in die Ebene und sobald wir den Krebsgrund betreten, haben wir rechts und links nur die wildesten Felspartien, die hier der Rothengrundkoppe (559 *m*) und dort dem Höllenberge (643 *m*) angehören; diesen romantischen Charakter behält der Grund bis hinter das „Reichsteinschloss", wo der gleichnamige Giesbach vom Scheffelberg (676 *m*) herabstürzt; dann wird wenigstens der westliche Abhang flacher, so dass sich einige längere Thäler an der Eichkoppe und am Glasekamme einschneiden konnten, und noch weiter oben am Schwarzen Berge (825 *m*) sehen wir die typische Quellregion eines Erosionsthales.

Auf Glätzischer Seite begrenzt die Biele im scharfen Knie den Südabfall des Rösselberges, für welchen sie also sammt dem am Kamme liegenden Karpensteiner Thale ein Querthal bildet, während sie für das ganze Grenzgebirge ein Längenthal durchfliesst, das aber im tektonischen Sinne theils Querthal, theils Längenthal ist, wie wir später noch sehen werden.

In die Mitte des Rösselberges hat sich das Waldecker Thal eingeschnitten, das hier eine ähnliche Stellung einnimmt, wie das Schlackenthal für den Jauersberg; an Wildheit gibt es ihm auch, wenigstens im unteren Thale, nichts nach, oben aber gleicht es mehr einem Becken als einem Thale. Vom Krautenwalder Thale wird es durch den flachen Rücken des Krautenwalder Berges (500—700 *m*) getrennt; derselbe trägt die landschaftlich so auffallenden Basaltkuppen der „Festung" (712 *m*) und der Leuthner Koppe. Auf der südwestlichen Seite ragen hervor: der Wolfsberg (630 *m*) und die Eule im Bieleknie, dann der mit einer Ruine gekrönte Karpenstein (784 *m*), der Schollenstein, Achilles- und Hohenzollernfelsen (750 *m*) und der Dreiecker (770 *m*); alle sind durch herrliche Promenaden verbunden.

---

[1]) Kutzen verlegt die Ostgrenze dieses Gebirges an den Leuthener Pass; doch ganz abgesehen davon, dass Stadt und Ruine Reichenstein im Krebsgrunde denselben Namen führen, woraus sich wohl irgend ein Zusammenhang zwischen beiden vermuthen lässt — scheint ja auch eine Volkssage darauf hinzudeuten, welche freilich recht unsinnig von einem unterirdischen Gange zwischen Stadt und Schloss zu erzählen weiss — spricht die landschaftliche Gestaltung und Stellung des Rösselberges ganz für eine Einreihung in das Reichensteiner Gebirge, da sie ganz dem Jauersberge gleicht.

Schaut der Jauersberg von SW her aufs geschäftige Treiben der Menschenkinder an seinem Nordfusse, so steht der Rösselberg mit seinem westlichen Fusse in einem kleinen Paradiese, wie es Landeck um seine Thermen (29° C.) zum Heile für die leidende Menschheit und zum nicht geringen wirthschaftlichen Vortheil für sich und die nicht gerade reiche Umgebung geschaffen hat.

Zwischen Jauersberg und Rösselberg liegt der Heidelberg (902 *m*), der höchste Punkt des Reichensteiner Gebirges überhaupt, die abgestumpfte Spitze einer dreiseitigen und gegen NO auch dreimal abgestuften Pyramide, deren dreifach gegliederte Stirnseite uns, wie oben bemerkt, nochmals die dreifache Gliederung des Sudetengebirges vor Augen führt; jetzt schauen wir aus der Vogelperspective auf dieselben Formen, die sich nun in übersichtlicher Gruppirung aneinander reihen.

Der steile Abfall zwischen der ersten und zweiten Stufe, überdies noch durch den Waldsaum gekennzeichnet, entspricht den Thälern von Rosenkranz und Leuthen, freilich kein Thal wie jene beiden, sondern durch zahlreiche Querrisse zerstückelt; und ausserdem ist der Nordabfall der zweiten Stufe ungleich höher, als der ihm zugekehrte der ersten Terrasse, der sich nur dadurch bemerkbar macht, dass gerade immer die höchsten Kuppen der ersten Stufe an den Gebirgssaum gestellt und von diesem durch ein Thälchen geschieden sind. Zwischen der zweiten und dritten Stufe wiederholt sich viel übersichtlicher dieselbe Erscheinung.

Den Hohen Berg grenzen wir durch den Habichtsgrund ab und verlängern denselben durch die Lücke zwischen den Kuppen 703 und 669 bis in die Quellregion des Weisswasser-Baches, der durch seinen bogenförmigen Lauf eine scharfe Grenze gegen die Kuhberge (807 *m*) im Westen ermöglicht und überhaupt bis in die Ebene hinab den Hohenberg scharf gegen NW begrenzt Der Nordostrand tritt bogenförmig (wie das Bielen- oder Warthagebirge) gegen das kleine Becken von Weisswasser vor, und ebenso ist der steil aus dem Habichtsgrunde aufsteigende Südostrand gestaltet. Das tiefe Huhndorfer Thal trennt die Erdbeerkoppe (573 *m*) von der fast kreisförmig gerundeten Ritsche (520 *m*); da ihre Ränder zum Theil höher sind als die Mitte, so gleicht sie einem sehr flachen Becken.

In den Habichtsgrund ragt der Habichtsstein herein, dessen Grenze gegen Hohenstein durch den Lauterbach bestimmt ist. Er kommt in nördlicher Richtung aus dem Lautenbrunnen am Fusse der Heidelkoppe und wendet sich später in nordöstlicher Richtung nach der ersten Terrasse, die er in breitem Thale durchrieselt.

Nach seiner grössten Einengung, die auch seine höchste Erhebung bedingt (548 *m*), wird der Habichstein wieder breiter und sendet dann von der steil gegen die erste Terrasse abfallenden Basis des zweigipfligen Vogelberges (466 *m*) zwei Ausläufer gegen den Gebirgsrand, östlich den Silberberg (325 *m*) und durch ein schluchtartiges Thal davon getrennt im Nordwesten das Hügelland von Ueberschaar mit einer beckenartigen Thalweitung in der Mitte.

Den Hohenstein sehen wir nur durch den kurzen Alaungrund von der Mittelkoppe getrennt, und beide reichen bis in

die alte Gos, ein reizendes Waldthal, das der Gosbach durchtost; er hat seine Quellen am Querberge (872 *m*) und an der kleinen Heidelkoppe (863 *m*), nimmt noch von der Mittelkoppe den Bär- und Kalkgraben auf und läuft dann, nachdem er den „Kessel" durchflossen, zum Gostitzer Wasser, das in der Ebene den noch aus polnischer Zeit stammenden Namen Tarnau (Dornbach) führt. Der Hohenstein (698 *m*) sendet zwei Ausläufer an den Gebirgsrand, welche durch das weiter oben sich gabelnde Thal von Gostitz selbst auseinander gehalten und vom Kerne des Hohensteins getrennt werden.

Als Fortsetzung der Mittelkoppe (669 *m*) ist die Finkenkoppe (618 *m*) anzusehen, und sie entspricht in dieser Hinsicht ganz dem Verhältniss des Vogelberges zum Habichtsteine.

Der „Lange Grund" trennt die Finkenkoppe vom Hasenhübel (573 *m*), der bereits zum Hohen Hause gehört. Dieses schiebt aus seiner Mitte die Hofekoppe (481 *m*) bis an die erste Stufe und den Köllerberg (352 *m*) in derselben Richtung bis in die Ebene, in der sich aber seine Fortsetzung im Sandberge (290 *m*) von der östlich viel tiefer liegenden Jauerniger Ebene scharf abhebt. An seiner Südostseite führt uns das „Rothe Wasser" in den regelmässigen Krümmungen seines Thales bis hinauf in das Becken der „Mücke", welches vom Kamme des Hohen Hauses (753 *m*) die Tauchgrundkoppe (555 *m*) abtrennt und hier eine ähnliche Bedeutung hat, wie die „Ritsche" am Hohenberg; auch die Erdbeerkoppe entspricht ganz und gar der Tauchgrundkoppe. Zwischen dem Rothen Wasser und dem Thale von Jauernig liegt ein überall sehr steil abfallendes Plateau, des in der Koppe 383 und in der Schmidtkoppe 379 seine höchsten Punkte besitzt; es lässt sich als Fortsetzung der Tauchgrundkoppe ansehen, obwohl es von derselben durch ein steilrandiges Thal getrennt ist.

An dem Krautenwalder Abhange des Hohenhauses bemerkt man noch deutlich zweifache Stufenbildung oft durch felsige Steilwände ausgezeichnet; selbst zwei tief gefurchte Thäler konnten sie nicht verwischen; doch auf der Glätzischen Seite fallen die Berge unvermittelt in die Grenzthäler, so der Leuthener Bergrücken mit der Ueberschaarer Basaltkuppe (683 *m*) und der Wagnerstein (830 *m*). Vom Kamme des Heidelberges ist dieser durch eine Seitenschlucht des Schönauerthals, jener durch den Steingrund getrennt. Beide Rücken umgeben die Voigtsdorfer Mulde, der sie auch die flachen Abhänge zukehren.

2. Beschreibung der Gesteinsarten.

Wir haben jetzt zu untersuchen, inwieweit das eben beschriebene, so regelmässig gestaltete Gebirgsrelief von den Gesteinsarten und deren Lagerungsverhältnissen abhängig ist, und da es hiebei hauptsächlich auf letztere ankommt, so wollen wir die petrographischen Verhältnisse nur soweit berücksichtigen, als sie uns das Baumaterial zu unterscheiden und an verschiedenen Orten wieder zu erkennen lehren.

Gneiss.

Wir beginnen mit der Schilderung des Haupterhebungsgebietes, der Heidelkoppe. Gneiss ist hier das herrschende Gestein; ein schiefriges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer. Der Orthoklas ist immer innig mit Quarz verwachsen und tritt aus dem Gemenge nur durch eine weisse oder röthliche Färbung hervor, während sich der Quarz durch sein Grau bemerkbar macht. Der Glimmer ist fast immer kurzschuppiger Biotit von tombackbrauner oder pechschwarzer Farbe. Die Structur ist sehr deutlich schiefrig, am besten mit Holzfasern zu vergleichen, da die einzelnen Quarz-Feldspathlagen, getrennt durch die schmalen Biotithäute, sich oft viele Meter weit ohne die geringste Biegung hinziehen; das ist freilich nur in den höheren Horizonten der Fall, wo der Gneiss als echter Biotitgneiss zu bezeichnen ist. Nach unten zu wird er flaserig, da jetzt die Glimmerlagen ihre gerade Richtung verlieren, ja stellenweise wird das Quarz-Feldspathgemenge körnig, beide Bestandtheile trennen sich auch von einander und man hat Uebergänge in Granitgneiss vor sich; in dessen Gesellschaft, d. h. in den unteren Horizonten gegen das Innere der Gewölbe zu, wird auch der Feldspath röthlich, fleisch- bis ziegelroth, ein Roth, das sich sehr leicht von der bräunlichen, schmutzigrothen Nuance des verwitternden Gneisses unterscheiden lässt. Glimmer tritt dann meist zurück, besonders im granitartigen Gneiss oder es stellen sich (und das ist gewöhnlich in den mittleren Horizonten der Fall) beide Glimmer ein, wenn auch Biotit die Oberhand behält.

An accessorischen Bestandtheilen ist dieser Gneiss äusserst arm. Muscovit ist wohl immer neben Biotit vorhanden; in dem grossen Bruche beim Alaungrunde bildet er oft fingerdicke Lagen von ganz ebenen Blättern, welche wie russisches Glas viele Quadratzoll Fläche erreichen können; der im Gneiss gewöhnlich nicht fehlende Oligoklas zeigt sich nur in geringer Menge unter dem Mikroskop durch zarte Zwillingsstreifung und ist hier nur als accessorisch anzusehen.

Der Quarz kann oft bedeutende Mächtigkeit erreichen; so bildet er am Hohenstein und auf der Mittelkoppe Einlagerungen von kopfgrossen Knauern, hat aber dann immer die bekannte milchweisse Färbung des Gangquarzes und nicht die graue des Gemengtheiles.

Der geradfaserige Biotitgneiss setzt die kleine (österreichische) Heidelkoppe zusammen, zieht sich dann längs der Mittelkoppe nach NO, gegen SO von Glimmerschiefer begrenzt, in welchen er unmerklich durch Gneissglimmerschiefer übergeht, zeigt auf der „Steinigen Lahne“ seine typische Ausbildung, reicht dann bis nach Gostitz und an den Lauterbach. Innerhalb dieser Grenzen, etwa oben am Hohenstein ist aber seine Structur schon als flasrig zu bezeichnen und es sind bei röthlichem Feldspath beide Glimmer vorhanden. Habichtstein besteht aus Flasergneiss, aber der Vogelberg und Kamm des Hohenberges sind wieder echter Biotitgneiss mit den charakteristisch parallelen Glimmerlagen, die freilich hier durch Faltung vielfach geknickt und gewunden sind, dabei aber nie ihren Parallelismus einbüssen. An der südlichen Fortsetzung des

Habichtsteines und an den Kuhbergen sieht man wieder die schöne gerade Faserung des Gneisses auf weite Strecken fortstreichen; aber die grosse (preussische) Heidelkoppe zeigt bereits das tiefere Niveau des Flasergneisses, der am Wagnerstein ein körniges Gefüge annimmt, besonders veranlasst durch einzeln ausgeschiedene Quarzkörner, die auch dem Gestein am Querbruche ein rissiges, unregelmässiges Gefüge verleihen. Der Feldspath ist dann gelb, Glimmer sehr spärlich: in dieser Ausbildung beherrscht der Gneiss den Zug des Wagnersteins und die südöstliche Umrandung der Voigtsdorfer Mulde; in derselben liegt wieder Gneiss wie auf der „Steinigen Lehne". Die grobflaserig, fast körnige Ausbildung herrscht auch am Hohen Hause bis fast ins Alte Gos-Thal am „Retschnichen" Steine und am Hasenhübel vor, aber sowohl in der Alten Gos als auch am südlichen Abfall des Hohen Hauses tritt wieder Biotitgneiss mit feiner Faserung auf, wie er sich immer zeigt, wo er im Begriffe ist, in Biotit-Glimmerschiefer überzugehen.

Gneiss reicht aber bis hinab ins Thal von Krautenwalde, während jene Uebergangszone etwa durch eine Linie von der Hofekoppe zum Steingrunde gegeben ist. Südlich von dieser befindet sich nur äusserst wenig Biotit im Gestein; es ist stellenweise so reich an Muscovit (Mücke, Tauchgrundkoppe), dass man dasselbe nur als Muscovitgneiss bezeichnen kann und die Absonderung in dünne Platten lässt ihn bei seiner flachen Lagerung den Tafelgneissen des Erzgebirges [1]) ganz ähnlich erscheinen. Dann wird der Gneiss wieder äusserst glimmerarm aber er bleibt auch dann noch Muscovitgneiss, da die vereinzelten Schüppchen nur Kaliglimmer sind. Dieser Muscovitgneiss ist auch dadurch vom Biotitgneiss unterschieden, dass er, wie ein Schliff vom Wolfsberge zeigte, Cyanit- und Apatitnädelchen führt, auch einzelne Zirkonsäulchen zeigen sich in der glimmerarmen Grundmasse [2]). Rother Muscovitgneiss oder Zweiglimmergneiss setzt auch den südöstlichen Abhang der „Finke" und des Hasenhübels zusammen, Zweiglimmergneiss mit vorherrschend gelbem Feldspath und oft körnigem [3]), brüchigem Gefüge die Hofekoppe, während die nordwestlichen Abhänge den typischen Biotitgneiss zeigen. Dislocationen sind hier die Ursache des engen Zusammenseins beider Varietäten.

Gegen die oben erwähnte Biotitgneisszone am Kamme des Hohen Hauses und gegen das Thal von Krautenwalde sieht man aber wieder den Biotitgneiss überhandnehmen, um in Biotitschiefer überzugehen, den der Gneiss hier überall überschoben hat.

Was auf der Mittelkoppe zwischen den beiden Biotitschieferstreifen liegt, ist ein äusserst glimmerarmer, aber sehr quarzreicher

---

[1]) C. G. Laube, Geologie des böhmischen Erzgebirges, II. Th., S. 58.

[2]) Auch Beyrich erwähnt den weissen Glimmer als vorherrschend im südlichen Theile dieses Gneisszuges (J. Roth, Erläuterungen zur geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge etc. Berlin 1867, S. 208), während v. Camerlander auch hier Biotitgneiss verzeichnet. Magerstein spricht im Anschlusse an Stache von diesem Gneiss als zur röthlichen Art gehörig mit Kaliglimmer in grösseren Schuppen, verzeichnet aber auf der Karte grauen Gneiss. (Geologische Schilderung des nordwestlichen Schlesiens, S. 10.)

[3]) Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A., 1884.

Gneiss, der den Quarz mit dem weissen oder röthlichen Orthoklas innig verbunden zeigt, so dass das Gestein mehr einem Quarzschiefer als einem Gneisse gleicht. Biotitgneiss setzt auch die Ausläufer des Vogelberges und des Hohensteins zusammen und reicht bis an den Gebirgsrand, wo er unter Diluvium fortsetzt. Glimmerschiefer mit seinen Einlagerungen verdeckt den Zusammenhang zwischen dem Gneisskerne des Heidelbergs und dem des Rösselbergs südöstlich davon. An den Grenzen dieser Gneissmasse zeigt sich gewöhnlich der durch Parallelismus seiner Lagen ausgezeichnete Biotitgneiss mit sehr dünnschiefrigem Gefüge; gegen das Innere der Gewölbe wird der Feldspath röthlich, Muscowit stellt sich ein und man hat Zweiglimmergneiss vor sich; noch tiefer wiederholen sich dieselben Verhältnisse, nur hier viel deutlicher, wie an der unteren Stufe des Hohen Hauses. Muscovit kann sehr überhandnehmen oder auch nur spärlich vorhanden sein, dann fehlt aber auch der Biotit gänzlich, Feldspath ist bald roth, bald gelb. Stache hat diesen besonders im Krebsgrunde und im Bielengebirge entwickelten Gneiss als „rothen Gneiss" bezeichnet und v. Camerlander trägt ihn als „rothen, meist körnigen, glimmerarmen Muscovitgneiss" ein.

Typischer Biotitgneiss zieht sich demnach an der Glimmerschiefergrenze hin, über den Kamm des Höllen-Scheffelberges, dann mehr gegen Süd gewendet zum grossen Kalkbruch von Waldeck, dessen Schichten unter dem Gneisse fortsetzen; von hier wendet sich die Grenze fast westlich gegen Landeck und dann im weiten Bogen südlich über die Eule bei Schreckendorf und dort das Bielathal überschreitend, nach den östlichen Gehängen des Krebsgrundes. Die geognostische Grenze fällt also hier nicht mit der orographischen zusammen, indem der östliche Gneissrand die Kuppen des niederen Bielengebirges zusammensetzt. Mit der gewünschten Schärfe lässt sich natürlich die Grenze nicht ziehen, da gerade in diesem Gebiete Aufschlüsse so selten sind und Waldstreu auch Lesesteine verdeckt. Der Abfall des Rösselberges gegen die niedrige Vorstufe im Nordosten gibt auch die annähernde Gneissgrenze gegen die Schieferhülle jener Vorstufe an. Wie bereits erwähnt, finden sich innerhalb der Biotitgneissumrandung dieselben Varietäten vor wie am Heidelberge.

Die körnige oder grobflasrige Abart, von der schon L. v. Buch im Jahre 1819 (Versuch einer mineralogischen Beschreibung von Landeck S. 6) sagte, dass man sie in kleineren Stücken wohl für Granit halten möchte, nimmt die hochgelegenen Partien am Rösselberg, Dreiecker und Karpenstein ein; in dem Thale gegen Waldeck hinab ist der Gneiss (nach v. Camerlander) sehr quarzreich und noch weiter unten zwischen Reichsteinschloss und Dampfbrettsäge stellt sich der Muscovitgneiss ein, welcher rothen Feldspath, aber wenig Glimmer führt und deshalb eine mehr körnige oder massige Ausbildung zeigt. Den Glimmer vertritt hier Granat und Hornblende, letztere zeigt sich auch schon, wenn auch nur unter dem Mikroskop, in den Biotitgneissen des Nordostabhanges; gegen Rothengrund hinüber wird ihr Vorkommen immer zahlreicher und man hat an der Rothengrundkoppe bald echten Hornblendeschiefer, bald Hornblendegneiss vor sich, die beide durch ihren Granaten-

reichthum ausgezeichnet sind. Letztere können wieder die Hornblende ganz verdrängen, so dass man einzelne Handstücke, besonders bei Grenzdorf und am Schwarzen Berge, als Granulit bezeichnen müsste, wäre man nicht durch das Schwanken der Gemengtheile belehrt, dass sich jeder derselben bis an's Extrem entwickeln kann. Accessorisch sind in diesen „Amphibolgranatgneissen", wie sie v. Camerlander bezeichnet, nur Apatite zu bemerken und wenige Mikrokline.

Der Gneiss des Heidelberges muss sich natürlich auch unter dem Glimmerschiefer von Schönau-Reichenstein fortsetzen und die Beschaffenheit, welche er an wenigen aus Glimmerschiefer hervorragenden Punkten zeigt, wie am schmalen Zuge westlich von Heinzendorf, lässt darauf schliessen, dass er dasselbe petrographische Verhalten aufweist wie die übrigen Gneisse. Auch hier Biotitgneiss mit langen, schmalen Quarzfeldspathlagen, welche sich krümmen und schuppig werden, sobald der Quarz oder Feldspath mehr körnige Ausbildung erhalten. Nach G. Rose führt [1]) auch dieser Gneiss Granaten.

Versucht man auf dem besprochenen Gebiete eine Gliederung der Gneissformation, so lassen sich mit Sicherheit nur zwei Horizonte — wenn dieser Ausdruck hier erlaubt ist — feststellen. Biotitgneiss bildet den oberen Horizont, der allmälig in Glimmerschiefer übergeht, Muscovitgneiss oder körniger, granitartiger Gneiss den unteren. Wie der südliche Abfall des Hohen Hauses und der Rösselberg besonders klar zeigen, treten beide Varietäten des tieferen Niveaus nebeneinander auf und werden beide vom Biotitgneiss überlagert, in welchen der Muscovit führende Gneiss durch Zweiglimmergneiss übergehen kann, während sich der Uebergang aus dem granitartigen Gneiss durch Aenderung der Structur vollzieht.

Glimmerschiefer.

Auf der Gneissformation lagert die Glimmerschieferformation. Der Uebergang kann durch dichten Gneiss geschehen, der mit unbewaffnetem Auge keine Bestandtheile erkennen lässt, während man u. d. M. vorwiegend Quarz, Biotit, schon wenig Feldspath und von accessorischen Bestandtheilen kleine Zirkonkrystalle in regelmässiger Ausbildung bemerkt; stellenweise ist er durch Graphit ganz dunkel gefärbt. So erscheint er am Kreuzberge bei Landeck, an der Tauchgrundkoppe führt er Plagioklas, Pyrit und Turmalin mit zersetztem Kern. Im Glimmerschiefer treten noch Amethyste und Andalusit accessorisch hinzu, besonders am Krautenwalder Berge; Granaten dürfen natürlich nicht fehlen und wo sie bereits herausgewittert sind, erscheint die eigenthümliche blatternarbige Oberflächenform der Schichten.

Der Quarz ist äusserst dünn geschichtet und zeigt sich überhaupt nur am Querbruche in kleinen Körnern ohne zusammenhängende Lagen, während der Biotit, oft so gebleicht, dass man ihn für Muscovit

[1]) J. Roth: Erläuterungen etc. S. 191.

hält, in den krausesten Windungen, vollends dort, wo er unter starkem Drucke stand, das Gestein zusammensetzt. Der Quarz kann aber auch grössere Mächtigkeit erreichen wie im Biotitgneiss und bildet dann ganze Lagen mit milchweisser Färbung, macht auch die Faltungen des Glimmerschiefers mit, so besonders deutlich am Rabenstein.

Nicht an allen Stellen geschieht der Uebergang durch Kryptogneiss, der sich gerade dort zeigt, wo auch die stärkste Faltung vorauszusetzen ist; in der Mitte der Biotitschieferhülle, etwa am Krautenwalder Berge, sieht man ganz deutlich, wie das Gestein sich nach unten zu allmälig dem Biotitgneiss nähert dadurch, dass bald glimmerreichere, bald feldspathreichere Lagen abwechseln, welche zuletzt herrschend bleiben. Dies ist also der Uebergang durch Gneissglimmerschiefer und Glimmerschiefergneiss; von einer Trennung beider kann keine Rede sein.

Tritt der Glimmer zurück und nimmt Quarz überhand, so entsteht Quarzschiefer. Bereits an der Mittelkoppe sind einzelne Riffe zu bemerken, sowie am Rücken des Hohenberges; während er in der Krautenwalder Schieferhülle fehlt, gewinnt der Quarzschiefer die grösste Ausdehnung zwischen Rosenkranz und Reichenstein am Jauersberg. Hier besitzt er braune, manchmal gelblichweisse bis röthliche Farbe. Glimmer ist äusserst sparsam vorhanden und auf grössere Biotitschieferpartien beschränkt, welche mit Quarzschiefer wechsellagern.

Während also im höheren Gebirge Biotit- und Quarzschiefer die Glimmerschieferformation ausmachen, ist sie in der ersten Terrasse vor dem Hohen Hause und Höllenberge durch Muscovitschiefer vertreten.

Auch hier geschieht der Uebergang durch mehr gneissartige und mehr glimmerartige Lagen, welche beide Glimmer führen, aber der Biotit ist in grösseren Schuppen ausgebildet und ebenso der Kaliglimmer, wo dieser vorherrscht; dadurch erhält das Gestein ein ganz anderes Aussehen, als die Biotitschiefer von Krautenwalde oder Reichenstein-Weisswasser. Die Schieferhülle ist in mehrere Falten gelegt, welche dann im Kerne der Gewölbe den Glimmerschiefergneiss mit gelben Feldspathknötchen an der Oberfläche zeigen, so dass man das graue, schiefrige Gestein wohl als Muscovitschiefer ansprechen kann. U. d. M. bemerkt man noch Plagioklas, Quarz mit den charakteristischen Bläschen, die an einzelnen Stellen traubenartig angeordnet sind, ferner Apatit und Granat; letzterer erreicht am Schubertberge Fingerhutgrösse bei schmutzigrother Färbung.

Amphibolschiefer.

Durch deutliche Uebergänge sind diese Muscovit- und Biotitschiefer oder ihre entsprechenden Uebergangsgneisse mit Amphibolschiefern verbunden, welche in diesem Gebiete oft grössere Ausdehnung erreichen, als die sie unterlagernden Glimmerschiefer.

An den Uebergängen ist das Gestein oft körnig, weil hier die einzelnen Gemengtheile, Feldspath, meist Plagioklas, Quarz, und Hornblende, von einander getrennt auftreten; nach oben treten aber die

Hornblendesäulchen immer dichter zusammen. Quarzfeldspath ist wie im Gneiss auf einzelne Lagen beschränkt, die dann immer dünner werden, bis sie in der Mitte der einzelnen Zonen gewöhnlich verschwinden, und echter Hornblendeschiefer vorhanden ist, der dann auch Granat, einzelne glimmerartige Hämatitschüppchen, Magneteisen, Pyrite und immer Apatit führt. Magneteisen bildet auch grössere Einlagerungen, die freilich an der Oberfläche zu Brauneisenstein verwittert sind, wie an der Mittelkoppe beim Alaungrunde. Glimmer fehlt nie gänzlich und oft ist das Gestein durch Graphit noch dunkler gefärbt, obwohl die schwarze bis dunkelblaugrüne Hornblende ohnehin schon eine tiefere Färbung bedingt. In einigen Hornblendeschiefern, so im Jauernig-grunde und am Jauersberge findet sich viel Chlorit beigemengt, der auch eine lichtere Färbung des Gesteins bedingt.

Graphit stellt sich gewöhnlich dort ein, wo im Amphibolschiefer auch Kalke lagern, die mit jenem und auch mit Glimmerschiefer durch „Kalkphyllite" [1]) verbunden sind; letztere, sowie der Urkalk selbst sind durch Graphit dann dunkel gefärbt.

Urkalk.

Der Kalk ist hier dunkelblaugrau, fein bis mittelkörnig, manchmal wird er weiss, so am Schlossberge bei Jauernig, und ist dann bei grobkörniger Structur echter Marmor. Graphit- und Chloritbeimengungen färben ihn dunkel oder grünlich, besonders auf der Tauchgrundkoppe, wo er auch im Schliffe nicht die bekannte Rhomboederstreifung, sondern Durchschnitte von unregelmässig durcheinander geworfenen spitzen Säulchen zeigt; bei Reichenstein ist der Kalk dolomitisch von weisser Farbe, welche die gewaltigen Brüche weithin leuchten lässt. Der Kalk führt hier auch Serpentin und ein kleineres Lager im Schlackenthale enthält im Serpentin, der von Chrysolitschnüren durchzogen ist, Arsenikkies mit Magneteisen; ausserdem findet man noch Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Diopsid, Tremolit, Pikrolith, Flussspath und Baryt [2]).

Das Goldbergwerk befand sich im Quarzschiefer; als 1565 der Hauptschacht „Goldener Esel" einstürzte, hörte nach und nach der Betrieb auf und in neuerer Zeit wird das Gold auf chemischem Wege aus Arsenikschliche gewonnen.

Derselbe Quarzschiefer ist es auch, in welchen bei Jauernig der Melchiorstollen getrieben ist, wo man, wie bereits erwähnt wurde, wieder den Bau auf silberhaltigen Bleiglanz eröffnet hat. Auch hier enthält das Gestein Arsen-, Kupfer- und Schwefelkies; auch im Schliff bemerkt man neben den scharf umränderten Quarzdurchschnitten die Pyrite. Bei Verwitterung der Erze ist auf der Halde ein eisenschüssiger Mulm entstanden, welcher von Gypskrystallen ganz durchspickt ist, die eben ein Product der Verwitterung sind [3]).

---

[1]) So bezeichnet v. Camerlander das Gestein in der Umgebung der Kalklager, da aber Kalk hier in der Glimmerschieferformation lagert, so bezeichnen wir sie als Kalkglimmerschiefer.

[2]) Vergl. J. Roth: Erläuterungen etc. S. 205.

[3]) Vergl. A. v. Lasaulx: Neues Jahrbuch für Mineralogie 1878.

Kieselschiefer und Conglomerat.

Sowohl im Glimmer- als im Amphibolschiefer lagern noch schwarze Kieselschiefer, welche den weissen Quarz von den dunklen, durch Graphit oder organische Substanzen gefärbten Lagen stark abstechen lassen. Sie enthalten auch Einlagerungen von Conglomeraten, welche in dem zellig porösen, schwarzblauen, auch u. d. M. nicht weiter zerlegbaren Bindemittel bis haselnussgrosse gerollte Quarzkörner, Glimmerschiefer- und Gneissfragmente zeigen. Sie sind nur in Krautenwalde, im zweiten von N her einmündenden Querthal zum Theil mit Gneiss überschoben, zu finden.

Eine gelbbraune bis röthliche Grauwacke findet sich noch in der Felsenschlucht am Rabenstein und ist nur erhalten geblieben durch Einfaltung in die dort förmlich zerquetschten Glimmer- und Hornblendeschiefer. Das Bindemittel zeigt sich im durchfallenden Lichte von schmutziggrüner Farbe zwischen Quarzkörnern, die deutliche Abrollung zeigen, hindurch verflösst.

Die Schiefer werden an mehreren Stellen von Massengesteinen durchbrochen, von jüngeren, nach Kenngott und Beyrich[1]) wahrscheinlich devonischen Graniten und Porphyren, von Serpentinen, die aus Olivingabbro entstanden sind, und von Basalt.

Eruptivgesteine.

Der Granit ist gewöhnlich fein- höchstens mittelkörnig und zeichnet sich schon für das unbewaffnete Auge durch Reichthum an Hornblende aus, besonders in Schönau, am Höllenwege und Vogelberge, während der feinkörnige Huhndorfer Granit viel reicher an Biotit ist; in jenen ist der Quarz aber sehr zurückgetreten, so dass man Hornblendegranit oder Uebergänge in Syenit vor sich hat. Der Feldspath ist Orthoklas, oft in grossen Tafeln ausgebildet, daneben zeigt sich Mikroklin mit seiner Gitterstreifung (besonders schön am Höllenwege); accessorisch führt er Titanit, Turmalin und Apatit und in Schönau am Contact mit Glimmerschiefer auch Granaten und Muscovit. Am Kohlberge sind einige Granitgänge mit der typischen Ausbildung dieses Gesteines vorhanden; daneben erscheint auch Porphyr ebenfalls in Gängen. In der röthlichen, splittrigen Grundmasse liegen vereinzelte Krystalle von fleischrothem Orthoklas, Glimmer und Hornblende, manchmal mehrere Centimeter gross und nach dem Herausfallen spiegelnde Eindrücke in der Grundmasse zurücklassend [2]); die Gänge streichen N oder NW.

Serpentin zeigt sich in einigen Kuppen am Hochberg und Volkmerberg bei Weissbach und an der schroff emporragenden Spitze 383 bei Jauernig.

Leicht bemerkt man die pelzige Verwitterungsrinde des Gesteins und darunter zeigt es sich von tief dunkelblauer bis schwarzer [3]) oder

---

[1]) Vergl. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854 und J. Roth: Erläuterungen S. 390.

[2]) Von G. Rose als Syenitporphyre bezeichnet . . . . Zeitschrift der deutschen geolog. Ges., 1849, S. 382.

[3]) Die Bauern nennen das Gestein deshalb Basalt.

schwarzgrüner Farbe, von der die glänzenden Bronzite und ölgrünen Olivine scharf abstechen. U. d. M. sieht man die für Olivin so charakteristische Zersetzung des äusseren Saumes, welcher oft in mehreren Zonen von fasriger Serpentinstructur mit ungleichmässig fortgeschrittener Zersetzung den noch unversehrten Kern umgibt. Dadurch, dass sich die Olivinkörner mit den serpentinisirten Rändern berühren und hier Magneteisen und Löllingite aufnehmen, entsteht die dem Serpentin eigenthümliche Maschenstructur. Wo das Gestein noch besser erhalten ist, gleicht es ganz dem Forellenstein von Volpersdorf. Diallag macht sich durch gradlinige Faserung bemerkbar, während die Fasern des Bronzits sanft wellig gebogen sind. Im Serpentin von Jauernig zeigt sich auch Strahlstein und Asbest, sowie Hornblende.

Basalt findet sich in der Umgebung von Landeck, an der Leuthnerkoppe, Festung Ueberschaar und am Grauen Stein. Durch Einschlüsse von Glimmerschiefer- und oft viele Cubikfuss erreichender Gneissblöcke verräth er deutlich seinen eruptiven Charakter. In den Einschlüssen ist der Quarz unverändert, aber der Glimmer ausgeseigert und der Feldspath gefrittet.

Das Gestein ist dunkelblaugrau und lässt in der Grundmasse höchstens Augit und gelbgrüne Olivinkörner erkennen. U. d. M. bemerkt man leicht die rechteckigen Längs- und sechsseitigen Querschnitte des Nephelins mit zonarer Structur und Interpositionen. Oft ist die glasige Grundmasse taschenförmig in die Nephelinkrystalle eingedrungen. Magneteisen und Augite sind ziemlich zahlreich und achtseitige Löcher im Schliff lassen aufs Vorhandensein von Leucit schliessen. Da Leucit nur sparsam und Feldspath überhaupt nicht vorhanden ist, so muss man den Basalt von Landeck als Nephelinbasalt bezeichnen.

Ganz dieselbe Zusammensetzung zeigt auch der Basalt, der in der Alten Gos in Blöcken herumliegt und hier wahrscheinlich ansteht [1]).

Fast überall sieht man die bekannte Absonderung in Säulen und ganz besonders schön an der Ueberschaar, wo sie thurmhoch emporsteigen und auf den Spitzen von dunklem Tannenwald umrahmt, einen weithin glänzenden Pavillon tragen.

2. Lagerungsverhältnisse.

Aus dem Gesagten ist bereits ersichtlich, dass der Gneiss für die Gestaltung der Schieferhülle und für die Configuration des Reliefs überhaupt von der grössten Bedeutung ist.

Wir wollen also zuerst die Structur der Gneisskerne, soweit dies die Aufschlüsse erlauben, darlegen und beginnen wieder in der Mitte auf der Heidelkoppe.

---

[1]) Es ist wohl kaum anzunehmen, wie dies zwar v. Camerlander thut, dass diese Blöcke vom Leuthenberge über das viel höhere Hohe Haus oder aus der viel tiefer liegenden Jauerniger Ebene in die Alte Gos geschwemmt worden seien. Wenn Basalt nicht anstehend sein sollte, so wäre nur die Möglichkeit vorhanden, dass sie als Irrblöcke von Norden hergekommen seien. Die gleiche Zusammensetzung mit dem Basalte von Leuthen spricht für eine noch unbekannte Ausbruchsstelle auf der Nordseite des Heidelberges etwa in der Alten Gos.

Biotitgneiss streicht hier 40° NO, fällt 30° NW, am Hohenstein 50° NO, 20° NW; weiter gegen den Höllenweg hinab dreht sich das Streichen nach 350°—330° NW, das Fallen ist noch flach, wird aber dann immer steiler bis 60° und 80°, und in dieser steilen Stellung streichen die Schichten durch den linken Ausläufer des Hohensteins zwischen Höllenweg und Lauterbach. Sein bogenförmiger Verlauf ist blos durch das Streichen der Schichten bedingt, welche zuerst in der Richtung des Hohensteins 40°—30° NO streichen und steiles NW-Fallen aufweisen; nun setzt das vorhin erwähnte NW-Streichen durch den Bogen mit steilen Schichten, an denen Hornblendegranit emporgedrungen ist; dann dreht sich das Streichen über NNW bis 315° NW am Waldsaume, wo auch das Fallen wieder flacher (40° SW) wird. Der Abfall des Hohensteins gegen Gostitz ist durch die Fortsetzung dieses Abbruches bedingt, indem das NNW- bis N-Streichen mit 70° SW-Fallen sich gegen Süd weiter verfolgen lässt und an der Steinigen Lehne auf einen ähnlichen Bogen trifft, wie er im Nordwesten verlassen wurde. Im grossen Steinbruche beim Alaungrunde streichen die Gneissschichten 70° NO, fallen 60° NW, krümmen sich aber hierauf an der Steinigen Lehne über 50°, 30°, 20° NO bis 350° NW, welches Streichen auch bereits der Glimmerschiefer zeigt, der den östlichen Ausläufer des Hohensteins von ihm abtrennt; seine Fortsetzung findet sich ganz oben auf der Steinigen Lehne, streicht dort 45° NO und fällt 50° NW, und hat auch Hornblendeschiefer aufgenommen. Auf der Mittelkoppe biegt dieser Glimmerschieferstreifen etwas gegen Süd, ist aber dann wieder in südwestlicher Richtung zwar nicht durch Aufschlüsse aber durch Lesesteine zu verfolgen bis in die Lücke zwischen der kleinen Heidelkoppe und dem Querberge.

Der Gneiss, welcher nordwestlich davon ansteht und haushohe Felsen bildet, fällt viel steiler als am Hohenstein. Es zeigt sich also hier besonders der Liegendflügel entwickelt, während nördlich vom Alaungrunde der gegen West ausgezeichnet bogenförmige, an diesem Rande steil, in der Mitte am Hohenstein aber flach fallende Hangendflügel den Liegendflügel verdeckt, wenn man nicht vielleicht in den thurmhohen Felsen des Hohen- und Kleinen Steins den Bruch zwischen beiden Flügeln erkennen will. Die Steinige Lehne und Mittelkoppe in ihren unteren Theilen müssen als ein liegendes Gewölbe für sich aufgefasst werden, wie man aus Folgendem ersehen wird: Glimmerschiefer mit Hornblendeschiefer trennt sie gegen den Hohenstein ab und am Gosbach zeigt sich Hornblendeschiefer im Biotitschiefer mit Streichen 60° NO und 70° NW-Fallen. Diese Schichten trifft man etwas abgelenkt weiter draussen an der Mittelkoppe wieder an, wo sie Brauneisenstein führen [1]; im Kalkgraben enthalten sie ein kleines Kalklager, das früher ebenfalls abgebaut wurde. Bei 50° NO-Streichen steht hier Kalk, Hornblendeschiefer

[1]) Nach einer Patschkauer Chronik stand hier bis zum Jahre 1675 ein Eisenhammer, der aber wegen Wassermangel später aufgelassen werden musste; in der That kann man zahlreiche, wenn auch kleinere Schlackenhalden an der Mittelkoppe bemerken.

und Glimmerschiefer seiger und theilweise südöstlich geneigt, während der Gneiss weiter gegen die Mittelkoppe hinauf beim selben Streichen 60° nordwestlich fällt. Das SO-Fallen zeigt sich auch noch weiter gegen den Bärgraben hinaus, erst am Fusse des Querberges neigt er sich kaum 10° NW mit 50° NO-Streichen Diese Fallwinkel zeigen deutlich, dass man es nicht mit Wechsellagerung (von Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Urkalk, Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, Gneiss) durch Absatz, sondern durch Faltung zu thun hat, so geringe Mächtigkeit auch die einzelnen Zonen aufweisen mögen.

Zwischen Heidelkoppe und Habichtstein am westlichen Ufer des Lauterbaches misst man Streichen 10° NO, Fallen 60° NW; westlich davon neigen sich aber die Schichten immer flacher, als ob sie an den östlichen abgerutscht wären. Diese flache Lagerung scheint bis an den Hohenberg vorzuwalten. Ueberall sieht man hier die schöne schnurgerade Faserung der Gneisse. Aber im Habichtsgrunde abwärts wird das ganz anders; schon am Fusse des Habichtsteins ist man überrascht durch SO-Fallen, der Habichtstein — eine thurmhohe, elliptische Gneissmasse — steht mit seinem NW-Fallen ganz vereinzelt zwischen südwestlich geneigten Schichten. Geschleppt und gebrochen leiten sie von hier an die gewaltsamen Zerknitterungen ein, wie solche am steilen Westabhange des Vogelberges zu beobachten sind. Abgesehen von den vielen untergeordneten Verknitterungen, wie man sie sonst nur an gefälteltem Glimmerschiefer zu sehen gewohnt ist, kann man etwa viermaligen Wechsel von NW- und SO-Fallen zählen, bei einem ziemlich constanten Streichen von 60—70° NO, das sich nur am Nordabhange des Vogelberges zugleich mit der Lehne mehr gegen N krümmt. An einigen Stellen sieht man noch die Keile von eingequetschten Glimmerschiefersynclinalen, auch Hornblendeschiefer sieht man eingequetscht und es ist daher ganz sicher, dass auch einst die Tiefe zwischen Hohenstein und dem Hohenberg durch Schiefer ausgefüllt war [1]), und dass vielleicht Hornblendeschiefer die Zunge zwischen dem Kamme des Hohenberges und Vogelberges zusammensetzt, lässt sich nach Lesesteinen vermuthen. Sie bildet dann einen wie in einer Grabenverwerfung eingesenkten Streifen. Dafür scheint auch der Umstand zu sprechen, dass die Schichten am Kamme des Hohenberges sich oben nach der Senkung zu herüberbiegen, so dass sie an vielen Stellen bei constantem Streichen 60° NO, oben an den Köpfen nur 30° NW, unten aber 60—70° NW fallen. Granit ist sowohl hier emporgedrungen als auch drüben am Vogelberge als Hornblendegranit in die kleinsten Gneissfalten eingequetscht. Die grosse Felswand am Kamme des Hohenberges macht eine ganz ähnliche Krümmung nach N, wie der Vogelberg, und zwar ist die Verdrehung eine windschiefe. Der bereits besprochene Flügel streicht 70° NO, fällt NW, der nördliche aber streicht 0° N und fällt

[1]) Stache hat das im Jahre 1859 wohl auch vermuthet und deswegen dieses Gebiet mit Glimmerschiefer ausgestattet; jetzt sind aber nur die erwähnten Reste vorhanden.

SO, kehrt also seine Schichtenköpfe nach dem flachen Becken der „Retsche“, während sie der SW-Flügel dem an Falten eingebrochenen, gegen SW ebenfalls beckenartig gestalteten Habichtstein zukehrt. Der Granit ist an der Umbeugungsstelle emporgedrungen und umgibt den Nordflügel des Kammes im Osten, wo er auch die ungeheuer steile Lehne bis zur Vogelmühle zusammensetzt, und ebenso im Westen, wo er das Becken der „Retsche“ ganz erfüllt. An der Zusammensetzung des Nordflügels nimmt noch der Glimmerschiefer, unter den Gneiss einfallend, und Quarzschiefer, in mehrere südöstlich geneigte Falten gelegt, theil. Gegen Nordost geht der Glimmerschiefer bereits in Kalkphyllit über, der aber einen sich auskeilenden kleinen Sattel mit NW- und SW-Fallen bildet und durch Granit von dem jenseits des Thales gegen Osten viel mächtiger auftretenden Kalkphyllit oder Kalkglimmerschiefer abgetrennt ist.

Auf der Koppe des Hohenberges streicht Biotitgneiss, wie am Hohenstein, 40° NO und neigt sich nur wenig gegen NW. Die Krümmung von 70° über 40° setzt sich dann im Thale des Weisswasserbaches entsprechend fort und am rechten Ufer desselben etwa dort, wo sich die Quellbäche vereinigen, zeigt ein Fels 10° NO-Streichen und Fallen 25° NW. Da aber die Heidelkoppe 40° NO streicht, an den Kuhbergen dagegen wieder 60° zu beobachten sind mit 50° NW-Fallen, welche Richtung sich auch durch den Kamm fortsetzt und sich erst weiter westlich gegen S dreht, so sieht man, dass auch hier das Relief schon durch die Krümmung der Gneissschichten bedingt ist, mag auch Abrasion und Erosion wie immer an der Oberfläche gewirthschaftet haben.

Die gewaltige Felskoppe des Wagnersteins reckt uns aber ihre gelben Schichtenköpfe entgegen, sie neigen sich gegen SO mit 40° und zeigen oft nordöstliches Streichen wie die Kuhberge. Diese und Wagnerstein sind also beide die Schenkel eines Gewölbes, das an dem oberen gebogenen Querthal von Schönau zersprungen ist.

Weiter hinab gegen die Biele bleibt nur der Gneiss am Südflügel sichtbar, da der nördliche vom Glimmerschiefer bedeckt wird. Erst weiter unten am Rommersberge ist er blossgelegt, streicht 10° NO, fällt sehr flach gegen NW; das Streichen dreht sich nun ganz ähnlich, wie die orographischen Formen über 100° SO bis 90° O und sogar wieder 60° NO; das Fallen ist bei 90° O seiger, später wieder gegen NW gerichtet und gehört dann bereits dem Gneisszuge am Ostrande der Voigtsdorfer Mulde an, der gegen dieselbe einfällt, so dass das orographische Becken von Voigtsdorf auch eine tektonische Mulde ist.

Der Gneiss setzt aber jenseits der Biele fort und zeigt zwischen Reyersdorf und Landeck ein Streichen parallel dem Laufe der Biele 300° NW und fällt gegen NO der Mulde von Voigtsdorf zu; auch die Glimmerschiefer zeigen hier dasselbe Verhalten, am Stachelberge jenseits Reyersdorf streicht aber der Gneiss schon wieder NO. Es treffen also am Nordfusse des Hutberges drei Thäler zusammen und mit ihnen etwa um 120° convergirende Streichungsrichtungen. Etwas Aehnliches zeigt sich auch in Landeck und nochmals wiederholt in Oberthalheim, wo sich die südöstliche Streichungsrichtung in dem

reizenden Thale von Bad Landeck zwischen Schollenstein und Dreiecker fortsetzt. Sowohl im Bade als auch südlich desselben an der Bismarckkoppe sieht man Aufschlüsse mit 120° SO-Streichen und 10° NO-Fallen. Der Lauf der Biele mit seinen scharfen Umbeugungen ist also tektonisch begründet. Man kann diese abnormalen Streichungsrichtungen gerade an dieser Stelle nur durch Kreuzung des niederländischen durchs sudetisch-hercynische Streichen erklären. Für die Zeit gibt der wahrscheinlich dabei emporgedrungene Basalt des Grauensteins einen ungefähren Anhaltspunkt.

Wir gelangen nun an den südlichen Abfall des Heidelberges.

Nach einigen Messungen von v. Raumers, welche sich auf die Glimmerschiefer und Kalke nordöstlich von Landeck beziehen, die ich nur bestätigen konnte, und nach jenen Aufschlüssen, die sich weiter gegen Leuthen hinauf finden, ergibt sich: Streichen 70—90° NO, Fallen 20° NW, weiter oben 50° Fallen, dann schon oberhalb Leuthen Streichen 40° NO, Fallen 50° NW, bei den untersten Häusern von Heidelberg 30° und 20° NO. Nach diesen Aufschlüssen sieht man, dass auch die Krümmung des Leuthener Thales dem Streichen entspricht.

Oben auf der Heidelkoppe trifft die ONO-Richtung des Wagnersteins mit der nordnordöstlichen des Leuthener Gneisszuges zusammen, jener mit SO-, dieser mit NW-Fallen und die bogenförmige Wölbung der kleinen Heidelkoppe deutet an, dass beide Richtungen gegen Nordost wieder divergiren mit N-Streichen gegen den Hohenberg, mit ONO- oder vielleicht O-Streichen gegen das Hohe Haus. Leider fehlen auf der Heidelkoppe selbst alle Aufschlüsse, welche die dort zu suchende Synclinale näher erläutern könnten.

Wir wenden uns also jetzt nach dem Hohen Hause. Derselbe Gneiss wie in Heidelberg streicht hier bereits 40° NO und fällt nach 40° NW, während am Grauen Steine (756 *m*) granitähnlicher Gneiss 55° NO streicht und flach 25° NW fällt. Diese Gneissvarietät dehnt sich, wie oben erwähnt wurde, bis gegen den Hasenhübel hin aus, dreht aber bei flachem Fallen das Streichen bis 30° NO; steiler wird das Fallen gegen den Biotitgneiss hinab und ebenso in der Alten Gos, wo sich derselbe granitartige Gneiss, der am Kamme flachliegt, am Ilmensteine mit 60° NW unter den Biotitgneiss neigt. Dieser bedeckt das ganze steile Gehänge des Hohen Hauses gegen die Alte Gos hinab, und das Thal ist noch in Gneiss eingeschnitten, besonders am Kalkgraben und noch an der Mittelkoppe, ein Umstand, der wohl die Ursache war, dass die beiden Glimmerschieferstreifen noch nicht in die Karten eingetragen wurden.

Das Streichen ist durchschnittlich 45° NO und während sich der Glimmerschiefer an der Mittelkoppe nach N biegt, krümmt sich die Finkenkoppe mit ihren Schiefern nach O. Bereits am Bache bemerkten wir ONO-Streichen und am nordöstlichen Abhange der „Finke“ zeigt Flasergneiss noch 60° NO-Streichen und 40° NW-Fallen. Gleich darunter aber sehen wir den Gneiss wieder nach N (über 31°, 20°, 0°) biegen und immer steiler gegen NW fallen. Unten am Bache ist Glimmerschiefer eingequetscht mit dem Streichen der jenseitigen Lehne 0° N bis 350° NW und seigeren Schichten, welche in Folge

der convergierenden Druckrichtungen eine Art Transversalschieferung erkennen lassen.

An der Westseite des Langen Grundes sieht man ganz deutlich, wie sich das Streichen in ähnlicher Weise dreht, wie am westlichen Ausläufer des Hohensteins, am Rücken zwischen Lauterbach und Höllenweg. Von SW gegen NO gehend, kreuzt man Schichten mit ONO-, NO-, N-, NW-Streichen; letztere liegen bereits am Waldsaum und fallen theilweise steil gegen NO. Der Gneiss ist hier meist Muscovitgneiss. Auch der Glimmerschiefer, der sich gegen die Ebene zu anlegt, zeigt 5⁰ NO-Streichen und 60⁰ SO-Fallen erleidet drüben an der steilen Lehne des „Kessels" einige Knickungen nach NW, so besonders in den Gruben, wo man einst nach Gold suchte (Streichen 330⁰ NW, Fallen 70⁰ NO); aber am Gosbache und weiter gegen Gostitz hinein zeigt sich die Nordrichtung constant, die sich erst weiter nordöstlich nach NO und am Gebirgsrande sogar bis ONO dreht. Hier liegt die Uebergangszone vom Biotitgneisse zum Muscovitschiefer der Weissbacher Schieferhülle, die später zu betrachten ist.

Das NW-Streichen im Langen Grunde findet auch seine Fortsetzung im Hasenhübel, dreht sich aber hier über 0⁰ N bis 10⁰ NO und weiter gegen die Koppe desselben sogar bis 50⁰ NO und die Schichten liegen hier ganz flach manchmal mit 10⁰ NW-Fallen. Das ist aber nur an der Südostseite der Fall, wo die betreffenden Aufschlüsse am Treppenwege zu sehen sind; die Nordosthälfte des Hasenhübels besteht aus den nördlich hereinschwenkenden, steil nach W fallenden Schichten. Auf der Koppe desselben liegen aber mehrere Schollen des grobflasrigen, granitähnlichen Gneisses fast ganz flach.

In dem Biotitgneiss-Streifen, vom Hasenhübel bis zum Steingrunde südlich von Heidelberg, findet man oft echten Glimmerschiefer, ja auch Lesesteine von Amphibolschiefer, aber den breiten Streifen dieses Gesteins, welchen Stache hier einzeichnet, vermochte ich anstehend nicht nachzuweisen.

Man kann wohl diese Zone als die Grenze der beiden Gewölbe ansehen, welche das Hohe Haus zusammensetzen, aber gegen Südost hin in Schuppen gelegt sind und infolge dessen die Grauwacken, Kalke, Amphibol- und Glimmerschiefer von Krautenwalde theilweise überschieben. Die Finkenkoppe mag vielleicht dem Hangend-, der Hasenhübel dem Liegendflügel des nördlichen Gewölbes angehören.

In Oberweissbach am Waldsaume misst man Streichen 10⁰, Fallen 70⁰ NW, auch in der „Rolle", dem tiefen Thale östlich der Hofekoppe, bemerkt man dasselbe Verhalten, aber weiter hinaus drehen sich wieder die Schichten über 50⁰ bis 70⁰ NO. Wo man sich dem nördlichen Gewölbe nähert, trifft man steileres Fallen, sonst ist es flach nordwestlich oder die Schichten liegen horizontal, besonders an den Plattengneissen im nördlichen Theile der „Mücke". Hier liegt überall muscovitführender Gneiss, am Wolfsberge misst man Streichen 70⁰—80⁰ NO, Fallen 40⁰ NW; an dem ziemlich bedeutenden Felsen zeigen sich gegen NW treppenförmige Flexuren, die auf ein Absinken der westlich liegenden Partien schliessen lassen. Am Leuthenberge, in der Nähe des Passes, streicht Gneiss 90⁰ O, im Leuthener Thale aber jenseits des Kammes schon wieder 60⁰ NO. Auch im Krautenwalder-

thale behält er diese ostnordöstliche Richtung bei und fällt flach gegen NW. Im zweiten Querthale auf dem Ausläufer der Koppe 607 bemerkt man zwar südöstliches Fallen, das kann aber nur eine untergeordnete Flexur sein am Gneissrande, umsomehr, da hier die obenerwähnten Schiefer und Grauwacken unter Gneiss liegen, die wohl blos deswegen erhalten blieben, weil sie die darübergestürzte Gneissscholle vor Verwitterung schützte. Aehnliche Schollen mit flachem SO-Fallen bemerkt man auch weiter vorne auf der Tauchgrundkoppe. Da aber ihr Streichen fast quer auf die hier normale ONO-Richtung läuft mit flachem NW-Fallen, so hat man es wohl ebenfalls mit grösseren Gneissfragmenten zu thun, was umso wahrscheinlicher ist, als die ganze Tauchgrundkoppe von zahlreichen Bruchlinien in nordwestlicher und ostnordöstlicher Richtung durchzogen ist und einem gewaltigen Trümmerhaufen aus allen hier vorhandenen Formationen gleicht.

Längs der Patschkauergrenze zieht eine bedeutende Bruchlinie aus der Alten Gos herüber bis auf die Tauchgrundkoppe; sie markirt ungefähr den beginnenden Abfall des Hohen Hauses zur ersten Terrasse.

Schon in der Alten Gos an der „Finke" sahen wir den Gneiss von den flacher liegenden Schichten auf der Koppe abbrechen und sich seiger stellen und Glimmerschiefer mit transversaler Schieferung in den Bruch einquetschen; am Hasenhübel ist der nordöstliche Abhang ebenfalls mit seigeren oder steil südwestlich geneigten Schichten an den flachliegenden der Koppe abgebrochen und sobald das Streichen der Hofekoppe (10° NO) diese Bruchlinie passirt hat, wendet es sich gegen WSW mit flachem Fallen, wie wir oben bereits dargelegt haben. Auf der Hofekoppe tritt der Gangquarz, der sich westlich vom Hasenhübel und von hier in mehreren Trümmern durch die Finkenkoppe bis hinab in die Alte Gos zieht, auch in die Bruchlinie ein und bildet zackige Klippen, an denen sich schöne Krystalldrusen mit Eisenglanzüberzügen finden. Auf der Südwestseite der gegen NO geneigten Quarzklippen sieht man spiegelglatte, aber geriefte Rutschflächen und auf der Nordostseite, gleich daneben, misst man im Muscovitgneiss am „Rothen Wasser" das ganz aussergewöhnliche Streichen 150° SO, Fallen 60° NO, während der röthliche Gneiss südwestlich vom Quarzgange 40° NO streicht und 30° NW fällt, was man unterhalb des Harnisches ablesen kann. Demnach ist das Becken zwischen Tauchgrundkoppe und Hofekoppe eine vielleicht ganz junge Senkung. Auf der Tauchgrundkoppe selbst aber fällt ein Theil der Gneissscholle gegen den Quarzgang, der sich hier wieder durch zackige Riffe und eine wulstartige Erhöhung quer über die Koppe bemerkbar macht. Auf der Seite gegen den Jauerniggrund zeigt dieselbe Scholle Streichen 10° NO und flaches W-Fallen und liegt etwa 30 bis 40 *m* unter dem Niveau des Gneisses westlich vom Quarzgange. Etwas weiter südwestlich zieht aus der Schlucht am Rabensteine ein zweiter, wohl noch mächtigerer Quarzgang gegen das Hohe Haus hinauf; er steht zwar nicht an, aber die Steinrücken auf den dortigen Feldern zeigen neben wenigen Gneissstücken nur Quarzblöcke mit denselben Krystalldrusen und Eisenglanzüberzügen, sowie zahlreichen Bruchstücken des Muscovit-

gneisses, um welche sich oft mitten im Quarzblock eingeschlossen, die zarten Krystalldrusen ansetzen. Neben vielen kleineren Gängen, welche das Hohe Haus in nordwestlicher Richtung durchsetzen, findet man ein grösseres Quarzlager noch mit denselben Merkmalen oberhalb der Wallfahrtskirche von Krautenwalde.

Fassen wir diese Beobachtungen zusammen, so wird man bezüglich des unteren Hohen Hauses sagen dürfen: Es stellt ein gegen SSO überstürztes, im Innern vorwiegend aus Muscowitgneiss, an den Rändern aus Biotitgneiss bestehendes Gewölbe vor, das in zahlreiche Schollen zertrümmert ist durch (Gänge oder) Bruchlinien, welche quer auf seine Längsaxe streichen. Das Becken am Quellgebiet des „Rothen Wassers“, „Die Mücke“, ist der grösste Einbruch des Gewölbes. Auch die Schieferhülle, die sich nun weiter concordant mit N oder NO-Fallen auf den Gneiss auflegt, spricht für diese Auffassung, und der Gewölbecharakter ist hier weniger verwischt als im Krautenwalde, wo die jüngeren Schiefer unter den Gneiss des hier eben überschobenen Gewölbes einfallen.

Wenden wir uns also jetzt zu der Schieferhülle. Der gelbe, brüchige, beide Glimmer, aber vorwiegend Muscowit führende Gneiss der Hofekoppe setzt in nördlicher Richtung fort, steht in einem alten Bruche in Ober-Weissbach seiger; westlich davon fallen aber die glimmerschieferartigen Lagen mit NO-Fallen gegen ihn ein und kehren ihre Köpfe bis zum langen Grunde der kleinen Mulde am Fusse des Hasenhübels zu. Am nördlichen Abfalle des Hasenhübels, noch am Bache, sieht man Gneissfragmente in einem quarzschieferartigen Gestein und man findet dasselbe in der kleinen Mulde bis nach Ober-Weissbach hinein.

Die Alte Gos zeigt sich von der schroffen Umbiegung am östlichen Ende des Kessels angefangen als Synclinalthal; bei Punkt 382 der Specialkarte beobachtet man Streichen 350° NW, Fallen 70° NO und gegenüber im Steinbruch Streichen 0°—20° NO, Fallen 60° NW. Wo sich das Thal wieder nach NO wendet, bricht der Gneiss plötzlich ab, hat sich aber zuvor noch weiter nach O gebogen, geht dann in Glimmerschiefer über und dieser an der steilen nordwestlichen Lehne des Hohlberges in Amphibolschiefer. Hier finden sich die Basaltblöcke und oben auf der Koppe lagert Serpentin. Der Glimmerschiefer am westlichen Fusse des Hohlberges streicht 60° NO und liegt flach, dagegen neigt sich der Amphibolschiefer weiter oben 40° NW mit 30° NO-Streichen. An der nächsten Randkuppe des Hohlberges streichen die Schichten auf dem nordöstlichen Abhange 320° NW, fallen 80° NO, brechen aber dann gegen S und SW herum mit nordwestlichem Fallen. Die erste Randkuppe des Volkmerberges zeigt am nordöstlichen Abhange 350° NW-Streichen und 80° NO-Fallen und ebenso in der kleinen Einsenkung, die sie von der Kuppe des Volkmerberges trennt; auf der Seite gegen den Hohlberg, also am nordwestlichen flachen Abhange sieht man Streichen 40—60° NO und flaches NW-Fallen, das höchstens 40° erreicht. Die östlichste Kuppe des Volkmerberges streicht 10° NO, fällt 50° NW, und wir haben bald die westliche Grenze der Hornblendezone erreicht; sie hat sich von der Koppe des Volkmerberges, die aus Ser-

pentin besteht, immer mehr gegen SO gebogen, in einer grossen Schuttgrube sieht man das Streichen sich über OSO bis O drehen. Die Schichten sind ausserordentlich verdreht und die Spalten, welche dabei entstanden sein mögen, sind mit Feldspath verheilt. Die nordnordwestliche Richtung setzt über beide Weissbacher Thäler fort und am Klapperberge, in einem grossen Steinbruche, misst man Streichen 350° NW, Fallen 50° SW. Diese Richtung behält der immer schmäler werdende Hornblendeschiefer-Streifen bis an die Tauchgrundkoppe bei, wo die südöstlich streichenden Schichten, welche ihn von West her unterlagern, sein Einschwenken in den Grund erkennen lassen, während ein anderer, von ihm abzweigender Streifen, über den Pazeltberg, wo er südöstlich fällt, unter dem Höllenberge verschwindet. Diese Verhältnisse innerhalb der jetzt besprochenen Schieferhülle, ihre steile Stellung an der Westseite, sowie die flachere an der Ostgrenze (zwischen den beiden Steinbrüchen, am Klapperberge und in Ober-Weissbach beispielsweise 40° Differenz) lassen den ganzen Streifen der Amphibolschiefer als eine Synclinale erscheinen, welche sich westlich an das Gewölbe Hohlberg-Hofekoppe anlehnt, östlich aber auf dem schmalen Gneissglimmerschiefer-Streifen liegt, der nördlich von Weissbach mit N-Streichen beginnt, sich aber südlich davon in der viel höheren Koppe des Gaberberges plötzlich bis 60° NO umbiegt, dann aber wieder südlich streicht (Schuttgrube südlich des Gaberberges 0° N-Streichen, Fallen an den Köpfen flach 30°, unten 60° NW). Auf der Koppe 383 in der Nähe der Serpentinspitze dasselbe Streichen, aber bereits steiles O-Fallen und an der sehr steilen linken Lehne des Jauerniggrundes plötzlich wieder scharfe Umbiegung gegen SO bis O (0° – 150° – 270° Ost, in einem Steinbruche sehr schön aufgeschlossen).

Gehen wir jetzt über das Thal hinüber, so zeigt sich, ganz dieser Drehung entsprechend, derselbe Gneissglimmerschiefer, der die Umbiegung macht erst weiter im Osten mit 0° N-Streichen und seigerem Fallen, auf der Westseite des von hier in südlicher Richtung abzweigenden Antonithales aber mit 310° NW-Streichen und 80° SO-Fallen auf dessen östlichem Abhange. Von der Koppe 383 angefangen, zeigt sich also eine Gneissglimmerschiefer-Anticlinale, und zwar ist sie in drei Abschnitte getheilt, die aneinander windschief verdreht oder verschoben sind. Das Jauerniger Thal und das des „Rothen Wassers" bilden die Trennungslinien; nördlich von letzterem W-, südlich davon O-Fallen, und am Jauerniger Thale ist der südlichste Abschnitt weiter gegen NO geschoben als der angrenzende nördliche.

Oestlich dieser Gneissglimmerschiefer-Anticlinale folgt wieder ein Hornblendeschiefer-Streifen von bedeutender Mächtigkeit. Am Köllerberge in Weissbach streicht er zuerst 20° NO, fällt 50° NW (dieses Streichen liegt noch in der Fortsetzung des gegen ONO gerichteten Gaberberges), dann 350° NW und fällt 50° SW (an einem Steinbruch im Mausergrunde), zuvor lagert er aber flach, etwa 30° gegen SW geneigt. Auf Jauerniger Gebiet südlich des Mausergrundes, etwa in der Mitte der ganzen Amphibolschieferzone, dreht sich das Streichen über 10° NO bis 20° NO und flachem Fallen auf

der Schmidtkoppe bis 60° NO, und noch flacherem Fallen in der vorhin beschriebenen Umbiegung der doch so steil stehenden Gneissglimmerschieferschichten. Die östliche Grenze der Zone streicht südlich und biegt über 350° NW in den steilen, aber zu einem sehr schmalen Streifen zusammengepressten Hornblendeschiefer-Streifen südlich des Jauerniger Thales ein, führt hier, wie der darunter liegende Glimmerschiefer Granaten, und der Uebergang aus Gneissglimmerschiefer in Hornblendeschiefer ist hier sehr schön zu beobachten. Beide Gesteine wechsellagern mit sehr dünnen Lagern an den Grenzen; gegen den Gneissglimmerschiefer hin werden dessen Lagen mächtiger, bis die Hornblendeschiefer-Streifchen verschwinden und gegen diesen findet das Umgekehrte statt.

Aus der jetzt besprochenen Lagerung ergibt sich, dass auch diese Amphibolschieferzone eine Synclinale oder an der grossen Ausweitung in der Umgebung der Schmidtkoppe ein Vorstadium der Synclinalbildung, eine flache Mulde, repräsentirt. Analog der westlich von ihr liegenden Gneissglimmerschiefer-Anticlinale ist sie ebenfalls in 3 Abschnitte durch die erwähnten Thäler gegliedert und auch ihr südlichster Theil ist an dem anstossenden mittleren weiter gegen NO geschoben und viel mehr zusammengequescht als dieser. Gegen O lehnt sich diese Hornblendeschiefer-Synclinale wieder an eine äusserst schmale Glimmerschiefer-Anticlinale. Am Köllerberge wird sie im Liegenden des Amphibolschiefers bemerkbar, streicht dann wie diese nach S, bricht aber an der steilen, der Stadt Jauernig zugekehrten Seite des Schubertberges plötzlich gegen SW ab, genau so, wie der sich weiter gegen O hin auflegende Hornblendeschiefer-Streifen. Beide setzen natürlich jenseits von Jauernig fort, machen die entsprechende Biegung nach SO, streichen dann wieder südlich im Ziegengründel etwas südöstlich, dann wieder südlich bis an den Rand des Krebsgrundes, wo sie an der steilen Lehne der Schieferhülle nochmals südöstliches Streichen aufweisen.

Die Schichten des imposanten Schlossberges zeigen aber ganz dieselbe Umknickung nach SW wie der Schubertberg. Sie streichen 30° NO und fallen flach gegen NW, sind aber von zahlreichen senkrechten Klüften durchsetzt, die man für den Augenblick für Schichtungsfugen hält, bis man durch die Schieferung anders belehrt wird. An der Südseite des Schlosses im Park sieht man wieder nördlich streichende und seiger stehende Schichten desselben Hornblendeschiefers. Der Schlossberg ist also nur eine angelehnte Scholle, die vielfach zerstückelt ist. Oestlich von diesem Hornblendeschiefer-Streifen, der auch kleinere Marmorlager führt, zeigt sich Kiesel- oder Quarzschiefer im Glimmerschiefer, der am Bergwerk 350° NW streicht und 70° SW fällt; gegen die Stadt zu biegt er sich aber gleichfalls nach NO um, ebenso der darauf lagernde, graphitisch gefärbte Kalkphyllit, der 50° NO streicht.

Es ist unzweifelhaft, dass die einzelnen Amphibolschieferzonen einst im Zusammenhange waren, ja dass sie ihre Fortsetzung sowohl in der Alten Gos als auch gegen Rothengrund finden, weil die petrographische Beschaffenheit dieselbe ist. Drei Falten, die sämmtlich gegen den Aussenrand hin überschoben sind, aber so, dass die west-

lichsten Schichten viel steiler stehen als die östlichsten, haben den Zusammenhang aufgehoben und die Schieferhülle in die beschriebenen Streifen zerlegt, die sich ganz dem nordöstlichen Abfalle des Hohen Hauses anschmiegen. Den Ober-Weissbacher Amphibolschieferstreifen haben wir bereits bis an die Tauchgrundkoppe verfolgt; dort liegt er zwischen dem Gneissglimmerschiefer, der aber von einer Gneissscholle (die oben beschrieben wurde) überschoben ist, und dem dichten Gneiss und Biotitschiefer, der sich von Krautenwalde bis hieher fortsetzt. Er schwenkt mit demselben, wie bereits erwähnt, über 350° NW und 10° NO in den Jauerniggrund herein. Hier führt er bereits Kalk und unter der Gneissscholle unreinen Graphit im Kalklager. Er nimmt natürlich an der Verwerfung dieser Gneissscholle am Quarzgange Theil und lehnt seine kalkführenden Schichten drüben an der rechten Lehne an den feingefältelten Biotitschiefer, der schon hinter der Stadtmühle mit seinen aufeinandersitzenden, 60° NO streichenden Falten beginnt und oben am Berge Graphitschiefer führt; er setzt die steile Lehne des Höllenberges mit den krausesten Falten zusammen und auch drüben an der linken Lehne die niedrigeren Partien der Tauchgrundkoppe. Hier führt er unmittelbar östlich vom Quarzgange ein mächtiges Kalklager, das aus mehreren aufeinanderliegenden, in Biotitschiefer eingehüllten Falten von Urkalk besteht.

Die höheren Theile der Tauchgrundkoppe werden von der nicht verworfenen Fortsetzung des Hornblendeschiefer-Streifens gebildet, der jetzt auch an den Zerknitterungen des Glimmerschiefers theilnimmt und mit diesem in die verwickeltsten Falten gelegt ist; aber doch ist die Hauptstreichungsrichtung 60° bis 70° NO nie zu verkennen; ebenso lässt sich leicht bemerken, dass auf der Tauchgrundkoppe die aufeinandersitzenden Falten mehr gegen NW, am Höllenberge aber meist gegen SO geneigt sind. Hier geht der Biotitschiefer in Biotitgneiss über und jetzt sind auch die Faltungen verschwunden; dann trifft man immer höher gegen den Höllenberg hinaufsteigend Zweiglimmergneiss und endlich schon oben am Kamme den röthlichen Muscovitgneiss. Bei der Antoni-Kapelle, wo man sich in seiner unbedeckten Flanke befindet, ist er körnig, granitartig, fast ohne Muscovit; wo man Schichtung erkennen kann, misst man Streichen 10°—30° NO und Fallen 50° SO, oben am Höllenberge beim selben Streichen nur 20° SO; die Schichten biegen sich also immer mehr, je tiefer man die Aufschlüsse findet, und das thun auch die orographischen Formen des Höllenberges. Am Krebsbache neigen sich die Schichten bereits 70° SO, aber der viereckige Ausläufer des Höllenberges zwischen J.-H. (Jägerhaus) und der Bleiche zeigt anderen Bau; in dem Wege von der Antoni-Kapelle hinaus zeigt sich der Gneiss vielfach verbogen, und man sieht beide Varietäten neben einander bald NW, bald SO fallend und nördlich oder östlich streichend; gegen die Schieferhülle hin wird das NO-Fallen constant, das Streichen dreht sich bis 100° SO, wendet sich aber am Krebsbache wieder über O und ONO gegen NO zurück. Muscovitgneiss ist im Krebsgrunde vorherrschend, aber draussen an den südöstlich streichenden Schichten sieht man nur Biotitgneiss.

Die südöstliche Lehne des Krebsgrundes bis zur scharfen Umbiegung desselben gegen NW zeigt wieder ganz andere Verhältnisse. Am Bache streicht rother Gneiss 60°—70° NO, fällt steil NW, weiter die felsige, ganz ungangbare Lehne hinauf findet man wieder Biotitgneiss, wie man ihn am Uebergange zu Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer zu sehen gewohnt ist; letzterer stellt sich auch bald ein dort, wo ein kleines Querthal zum Krebsgrunde herabstürzt. Er streicht schon 30° NO und fällt 60° NW, zeigt auch ähnliche Windungen mit eingestreuten Quarzlagen wie auf der Tauchgrundkoppe und an dem ausnehmend hellen Klange, den er beim Anschlagen von sich gibt, merkt man seine Festigkeit, die er durch den gewaltigen Faltungsdruck erhalten hat; mit dem Amphibolschiefer hat sich auch der Gneiss in die nordnordöstliche Richtung gedreht und während er hier noch nordwestlich fällt, bemerkt man am linken Ufer des Baches, der im Thälchen hinabstürzt, 10° NO-Streichen und jetzt wieder 60° SO-Fallen, auch im unteren Thälchen sieht man diese Fächerstellung, nur stehen hier die Schichten noch steiler, verbreitern sich nach oben oder biegen sich an den oberen Enden flacher von ihrer Fallrichtung weg. Im Krebsgrunde hinaus herrscht überall der rothe, muscovitführende Gneiss bald in körniger, massiger Ausbildung, bald mehr flasrig und durchwegs südöstlich geneigt. Noch bei der letzten Brettmühle ist er wahrzunehmen, aber hinter derselben wird der Gneiss grau und führt Biotit; gegenüber der Lockkuppe misst man Streichen 0°—10° NO und 70° SO-Fallen. Je weiter man aber den Rücken des Rösselberges hinaufsteigt, desto flacheres Fallen bemerkt man an den äusserst spärlich vorhandenen Aufschlüssen, die auf der Koppe überhaupt verschwinden. Mangel an Aufschlüssen ist hier immer ein Beweis für flache Lagerung. Jenseits der Koppe, an der Waldecker Seite, steht auch der Gneiss wieder an, weil er sich dort gegen N neigt. Das Streichen ist östlich.

Aus den hier dargelegten Beobachtungen ergibt sich, dass der Krebsgrund ein Anticlinalthal ist, nämlich in ein Gewölbe eingeschnitten, welches von der Lockkuppe und dem grünen Kreuze angefangen bis oberhalb der Dampfbrettsäge (beim Jägerhause J.-H.) gegen Südost geneigt ist und hauptsächlich seinen nordwestlichen Flügel entwickelt, den östlichen aber wegen steiler Schichtenstellung äusserst schmal erscheinen lässt und am nördlichen Ende am oben besprochenen Querthälchen sogar gegen Ost hin überkippt, so dass sich dort zwischen der Höllen- und Rothengrundkoppe aus der zersprungenen Anticlinale Fächerstellung entwickeln konnte, wobei es geschehen ist, dass der gegen die Ebene gewendete Stirnflügel des Gewölbes nach Südwesten hereinstürzte und jetzt noch den Höllenberg und die Rothengrundkoppe auseinanderhält.

Wie der Ostflügel auf die Rothengrunder Hornblendeschieferzone stürzte und dieselbe fest zusammenkeilte, so legte sich auch der westliche Gewölbeflügel, der den Höllenberg bildet, weit hinüber über die Hornblende- und Glimmerschiefer und im Verein mit der Gneissscholle des Hohen Hauses, die sich bis auf den Rücken der Tauchgrundkoppe heranschob, aber über 100 *m* tiefer liegt als die des Höllenberges, zermalmte diese die zwischen beiden Schollen ein-

geklemmten Schiefer und der oft gebrauchte Vergleich mit den Backen des Schraubstockes passt auch auf die Gneissschollen des Höllenberges und der Tauchgrundkoppe. Beide Backen sind nur noch einige Hundert Meter von einander entfernt, während Heidelberg und Rösselberg fast eine Meile auseinanderstehen. So gewinnt man eine Vorstellung von der gewaltigen Kraft des Tangentialschubes, welche die viele Tausend Meter breite Schieferhülle zwischen jenen Bergen am Kamme in die enge Schlucht zwischen Höllenberg und Tauchgrundkoppe zusammenknittern konnte.

Am besten kann man die Faltung in der engen Schlucht vom Rabensteine herab beobachten, wo Grauwacken, Graphitschiefer, Kalkstein, Hornblende- und Glimmerschiefer und Quarzblöcke ineinander geknetet sind. Vielfach zeigen sich dort untergeordnete Verwerfungen im Sinne des grossen Quarzganges mit SO-Streichen und NO-Fallen, und an einigen Stellen, an den Grauwacken besonders, sieht man glatt polirte aber durch Sandkörner geriefte Rutschflächen, die sich gegen NO neigen.

Haben wir mit der Rabenschlucht die zerknitterten Schiefer zwischen der Anticlinale des Krebsgrundes und des unteren Hohen Hauses, in deren gemeinschaftlicher Mulde sich die Schiefer befinden, verlassen, so schiebt uns der Krautenwalder Berg seine Spitze entgegen. Der Jauerniggrund trennt sich hier ins Waldecker- und Krautenwalder Thal. Dieses zeigt bald am Beginne eine thurmhohe, mehrere Cubikmeter lange Felswand, meist aus Hornblendeschiefer bestehend, der mehrere Kalklager führt, 70° NO streicht und 30° NW fällt, und zwar unter den Gneiss des Hohen Hauses. Drüben am Krautenwalderberge dreht sich sein Streichen nach 50° NO, geht auch hier allmälig in Biotitschiefer über, mit welchem er fast am Kamme flach gegen SO sich neigt. Während Amphibolschiefer jetzt verschwindet, biegt sich jener wieder empor und Kalk sammt dunklen Schiefern führend, streicht er oben am Kamme 70—80° NO, fällt 20—10° NW; gegen Waldeck hinab wird der Abhang viel steiler und die muldenartige Ausweitung des Oberwaldecker Thales ist hauptsächlich mit Hornblendeschiefern erfüllt, und zwar ist es jener Streifen, den wir unter dem Gneisse des Höllenberges verschwinden sahen. Am Beginn des Waldecker Thales am Scheffelberg streicht er 30° NO, fällt SO, nimmt dann die höheren Partien dieses Berges ein, und wo das tiefe Thal schroff gegen W umbiegt und nach O einen Ausläufer sendet, theilt sich auch der Amphibolschieferstreifen: er streicht unter den Gneiss des Scheffelberges fort mit 100° SO, steil gegen NO fallend, legt sich dann gegen S hin flacher, etwa 20° fallend, auf den Biotitschiefer. Die Keile der Synclinalen, die er also bildet, sind an mächtigen Felsklippen zu beobachten. Mit 80° NO-Fallen setzt er auch übers Thal in den Krautenwalderberg hinüber, streicht dort 90° und steht an mehreren Stellen seiger. Aber gegen Südwest trifft man, nach seiner Fortsetzung suchend, Biotitschiefer; erst weiter oben, hart unterm Kamm taucht wieder Hornblendeschiefer auf, aber jetzt fast horizontal lagernd. In Oberwaldeck findet man seine Fortsetzung mit 100° SO-Streichen und 20° NW-Fallen. Der andere Streifen, der sich um den Nordfuss der Rösselbergkuppe legt, ist

mächtiger entwickelt und führt zahlreiche Kalklager: das grösste streicht 90—100° SO, fällt 45° NO und verschwindet gegen O hin sammt dem Hornblendeschiefer unter Gneiss, der es mit NNO-Streichen überquert. Gegen Westen dreht sich die Amphibolschieferzone immer mehr nach SO, immer noch flach fallend, und fast an der Reichsgrenze streicht sie 130° SO und fällt 45° NO, wieder ein bedeutendes Kalklager enthaltend. Am Fusse der Leuthner Basaltkoppe zeigen sich Graphitschiefer mit denselben Verhältnissen; gegen den Rösselberg hinauf folgt Biotitschiefer, dann Biotitgneiss mit Streichen 90° O, 20° N-Fallen, dann der grobflaserige und noch weiter oben der granitartige Gneiss.

Der Amphibolschiefer von Krautenwalde biegt sich am Leuthenberge nach W, begleitet von Kalk und Graphitschiefer, gegen den Gneiss des Hohen Hauses hin und den schmalen Glimmerschieferstreifen, welcher darunter hervorschaut; er streicht 60° NO und setzt in dieser Richtung gegen Leuthen fort, dort noch ein grosses Kalklager einschliessend. Dann folgt gegen Landeck hinab nur Glimmerschiefer, der gegen Ost leicht sichtbare Uebergänge in Gneiss bildet, gegen West aber vom Gneiss des Ostrandes der Voigtsdorfer Mulde überschoben ist.

Zwischen Leuthen und Heidelberg zeigt der Gneiss ganz abnorme Grenzen und dort staut sich auch der Biotitschiefer senkrecht an ihm empor. An der Strasse zeigen sich wieder zahlreiche Falten, durch welche Gneisse, Glimmerschiefer, Kalk und Amphibolschiefer ineinander gebogen sind, aber von den empordringenden Basalten dürften sie kaum veranlasst sein, da sie auf diese zu streichen und beide Basaltkuppen in ihrer nächsten Umgebung keine Aufrichtung sehen lassen. Die von ihnen durchbrochenen Glimmerschiefer legen sich viel mehr mit normalem (50—40° NW) Fallen auf den Gneiss des Rösselberges und Dreieckers.

Dieser besitzt mehrere Structurrichtungen, vorherrschend sind 10° NO und 340° NW mit flachem oder mittlerem O-Fallen, auf der Südseite misst man 120° SO, wie in Bad Landeck. Am Hohenzollernfels herrscht 30° NO-Streichen, 45° SO-Fallen, ebenso am Achillesfelsen; der Schollenstein streicht 20—10° NO und fällt flach SO, ebenso die Lehne am linken Biele-Ufer mit Ausnahme der Bismarckkoppe (120° SO-Streichen, 10° NO-Fallen), welche von der 120° SO streichenden Verwerfung des Bielethales (so weit es dort in dieser Richtung liegt) getroffen wird; nördlich von Schreckendorf aber beobachtet man wieder 330° NW-Streichen und 30° NO-Fallen, an der Eule 120° SO-Streichen, steiles NO-Fallen. Diesem steht ein ebenso steiles NO-Fallen mit 30° NO-Streichen entgegen. Oestlich davon liegt ein Fächer; denn im Amphibolgranatgneiss am südlichen Fusse des schwarzen Berges misst man 350° NW-Streichen und 80° W-Fallen, während sich weiter thalaufwärts wieder Streichen 40° NO und Fallen 50° NW einfindet. Im Fächer liegt das kleine Becken südlich von Karpenstein, wo sich das Streichen mit 60° NO und Fallen 50° SO östlich nach dem Krebsgrunde wendet.

Der südwestliche Rand des Rösselberges, welcher übers Bielethal hinüber seine geognostische Fortsetzung findet, wendet also

seine Schichtenköpfe gegen SW, gegen SO neigen sich die Schichten oben flach, unten steil zum Fächer des Schwarzen Berges. Gegen NW schliesst der Glimmerschiefer von Waldeck das Gewölbe des Rösselberges ab. Ueber den Blauen Berg bei Landeck, wo Glimmerschiefer bereits SO streicht, NO fällt, setzt sich derselbe fort und bedeckt den ganzen Jauersberg sammt dem westlichen Abhange des Heidelberges.

In Schönau streicht der Biotitschiefer NNO, fällt NW; dort, wo die Voigtsdorfer Mulde ihre breiteste Ausdehnung erreicht, finden sich Störungen mit NW-Streichen und SW-Fallen. Hier ist auch Granit emporgedrungen und in der Fortsetzung dieser Störungslinie durch die Mulde nach SO, an deren Südrande der Basalt der Ueberschaar, natürlich in späterer Zeit. Ganz denselben Granit finden wir in Ober-Schönau in viel grösserer Ausdehnung; er setzt über Schönau und Rosenkranz bis Huhndorf fort, wo wir ihn schon das „Retsche"-Becken ausfüllen sahen. Er fand seinen Weg nach oben längs der Schichtungsfugen des Glimmerschiefers und Quarzits, welche auch, dadurch veranlasst, im gewissen Sinne mit Granit wechsellagern. Camerlander erwähnt Granitblöcke bei Huhndorf, welche Einschlüsse von grünen Schiefern enthalten und ist deswegen geneigt, ihn für eruptiv zu halten. Nach den Aufschlüssen am Vogelberg und an der windschiefen Verdrehung des Hohenbergkammes, sowie durch den jetzt hergestellten Zusammenhang (den von Camerlander ebenfalls vermuthet) mit dem Schönauer Granit, den schon Beyrich und Kenngott für eruptiv hielten, kann wohl kein Zweifel mehr obwalten bezüglich der eruptiven Natur des Gesteines. An eine Verbindung des Schönauer Hornblendegranites mit den mächtig entwickelten Syeniten und Syenitgraniten nordwestlich vom Jauersberg darf man wohl ebenfalls denken, da ja zwischen Hornblendegranit und Syenitgranit ein höchst geringer Unterschied herrscht und derselbe überhaupt nur im Schwanken des Hornblendegemengtheiles zu suchen ist.

Der Glimmerschiefer wendet seine Schichtenköpfe so wie der Rösselberg nach SW und ebenso der unterlagernde Gneiss, der die Fortsetzung des Heidelbergneisses bis Raumnitz bildet; das Streichen dreht sich aus NNO über ONO bis NW am Stachelberge, dann tritt Hornblendeschiefer von W her buchtartig herein und hat bei NO-Streichen westliches Fallen. Der schmale Gneisszug bei Droschkau aber kehrt mit ONO- und OSO-Streichen seine Schichten sowohl jener Bucht als auch den Glimmerschiefern zu. Wenn wir dann das Schlackenthal als Synclinale erkennen, so erscheint es uns nur als die noch weiter zusammengedrückte Mulde, welche jenseits des Jauersberges den südwestlichen Abhang desselben bildet, ein ganz ähnliches Verhältniss, wie es zwischen der Synclinale des Habichtsteines und Vogelberges und der südwestlichen, beckenartig erweiterten Fortsetzung des Habichtsteines besteht.

Oestlich von Schönau steht der Glimmerschiefer steil mit 10° NO-Streichen; nördlich von Rosenkranz aber wendet sich das Streichen mehr gegen ONO, ja man beobachtet 90° O, wohl durch den Granit verursacht, und an der Erdbeerkoppe wendet sich der Quarzschiefer

wieder gegen NO mit steilem NW-Fallen. Unterhalb Tannzapfen wenden sich die eigenthümlichen, hier röthlichen Feldspath führenden Quarzschiefer (wenn man sie überhaupt noch so nennen darf), die man auch an der Erdbeerkoppe beim Karlshof trifft, nach N; am Abhange des Gebirges ist ein dolomitisches Kalklager eingequetscht, das deutlich Fächerstructur erkennen lässt, mit 330° NW-Streichen, dann folgt der fast nur aus Kalk zusammengesetzte Hutberg mit seinen Kalkbrüchen und Oefen. Der dolomitische Kalk am Westabfall steht sehr steil bei N oder NNW-Streichen, gegen den südöstlichen Abhang hin wendet sich auch das Streichen dahin (120° SO mit 40° NO-Fallen), an den Kalkglimmerschiefer mit graphitischer Färbung westlich von Schloss Weisswasser misst man dieselben Verhältnisse.

Ein schmaler Hornblendeschieferstreifen, der am Jauersberge auch Chloritschiefer führt, ist in den Biotit- und Quarzschiefer eingeklemmt; in Schönau streicht derselbe NNO und fällt 40° NW, bei Tannzapfen aber, wo man ihn wieder auffindet, 60° NO, bei einer Neigung von 30° NW; dann biegt er sich sammt den neben ihm lagernden Graphitschiefern nach N und NNW; aber dort, wo das Weisswasserthal plötzlich nach ONO umbricht, zeigt auch der Hornblendeschiefer 330° NW-Streichen und Fallen 60° NO (also senkrecht auf seine normale NO-Richtung) und gleich daneben sieht man Glimmerschiefer mit demselben Streichen aber entgegengesetztem SW-Fallen. Wir befinden uns eben am nordöstlichen Abhange des Gebirges, welchen wir ja fast durchwegs von Verwerfungen begleitet sahen. Auch hier folgen noch eine Anzahl aus Falten entstandene Verwerfungen; etwa viermal kann man noch Wechsel zwischen SW-NO-Fallen zählen, und die Schichten drehen sich mit immer flacherem NO-Fallen gegen O, ja gegen ONO, sowie das rechte Steilufer des Weisswasserbaches, das eben durch solche Lagerungsverhältnisse bedingt wird. Sie setzen vielleicht mit ähnlichem Streichen den unter Diluvium versunkenen östlichen Ausläufer des Jauersberges zusammen, der sich bogenförmig über Plottnitz und Kosel gegen Patschkau erstreckt; der andere Ausläufer streicht mehr nördlich und das scheint auch seine Structurrichtung zu sein, denn an der Neisse trifft man Gneiss mit NNW-Streichen und SW-Fallen.

Jenseits des Beckens von Weisswasser sieht man wieder die graphitischen Kalkglimmerschiefer mit einem Kalklager am Langerberge; da er 150° SO streicht, erscheint er als die Fortsetzung des Hutberges; er ist nach Lesesteinen in derselben Streichungsrichtung bis an den Lauterbach zu verfolgen. Dort sieht man auch in derselben Richtung Biotitschiefer anstehen, welcher 350° NW streicht und steil südwestlich fällt, sich also wohl bis nach Gostitz unter den ebenso streichenden, schon besprochenen Gneissen fortsetzt.

Oestlich von dem vorhin erwähnten Kalklager am Langerberge trifft man wieder auf Gneiss mit Streichen 310° NW, Fallen 60° SW, östlich davon 330° mit demselben Fallen. Auf dem östlichen Ausläufer des Vogelberges sind keine Aufschlüsse zu finden, aber an der Ludwigkuppe sieht man am rechten Ufer des Lauterbaches deutliche Anbrüche. Mit N-Streichen und zuerst 70°, dann immer flacherem NW-Fallen lehnen sich die stark verwitterten Biotitgneisse an einen gegen

SO hin folgenden Sattel: leider kann man denselben weiter nach SO nicht mehr verfolgen, auch über das wichtige Thal von Gostitz erhält man keinen Aufschluss; doch lässt sich vermuthen, dass, wenn sich dieser Sattel südöstlich neigt und da jenseits des Dorfes wieder NW-Fallen vorhanden ist, dass sich das Thal von Gostitz in eine Synclinale eingeschnitten hat, ähnlich wie Schlackenthal und Habichtsgrund. Auch die gegen das Thal convergirenden Gneiss- und Glimmerschieferschichten scheinen dafür zu sprechen.

Die Klemmung am Habichtstein mag wohl auch die Gneisse seiner nordöstlichen Ausläufer beeinflusst haben; in dem schluchtartigen Thale, das in dessen Fortsetzung liegt, trifft man das ungewöhnliche Streichen 30° NO, mit Fallen SO und gegenüber am Silberberge eine Scholle von Glimmerschiefergneiss mit demselben Streichen und NW-Fallen, also eine Synclinale, die sich aber nur am Rande der ersten Terrasse verbürgen lässt: demnach stellt sowohl der linke, als auch der rechte Ausläufer des Vogelberges ein Gewölbe dar oder vielmehr ein einziges, das durch die Fortsetzung der Habichtsteinsynklinale in zwei Specialsättel zerlegt ist. In dieser Hinsicht gleicht also der Habichtstein-Vogelberg ganz der Finkenkoppe mit ihren beiden Ausläufern, die ja ebenfalls durch ein tiefes Thal, das in einer Synclinale liegt, getrennt werden. Beide, Volkmerberg und Hohlberg zusammen, bilden ihrer jetzigen Schichtenstellung nach ebenfalls ein Gewölbe, obwohl sie aus einer Hornblendeschiefermulde zu einer westwärts geneigten Synclinale zusammengedrückt wurden. Dagegen hat die am Köllerberge sich anfügende Weissbach-Jauerniger Hornblendeschiefermulde den Muldencharakter besser bewahrt, wenn sie auch durch zwei Thäler, die, wie wir gezeigt haben, keine blossen Erosionsthäler sind, in drei Abschnitte zerlegt und der südlichste am mittleren nach Ost verschoben wurde; man wird diese Vorgänge mit der Zerknitterung der Schiefer zwischen Tauchgrundkoppe und Höllenberg in Verbindung bringen dürfen: denn die Weissbach-Jauerniger Hornblendeschiefermulde liegt mit ihrem mittleren Abschnitte gerade vor der Tauchgrundkoppe, und wie sie vom Köllerberge bis zum „Ziegengründel" reicht, bildet sie die directe Fortsetzung der Krautenwalder-Waldecker Schieferhülle, die durch den überschobenen Sattel des Krautenwalderberges in zwei meist mit Hornblendeschiefer ausgefüllte Mulden zerlegt wird; die Klemmung zwischen Tauchgrundkoppe und Höllenberg nimmt sich wie eine weitgehende, sowohl in horizontaler als verticaler Richtung eingetretene Abschnürung der Weissbach-Jauerniger Hornblendeschiefermulde von den Krautenwalder-Waldecker Schiefern aus.

Die erste Terrasse des Heidelberges besteht also aus dem Gewölbe Ueberschaar-Gostitz (aus den Ausläufern des Vogelberges) und dem von Gostitz-Weissbach (aus den Ausläufern der Finkenkoppe). Beide sind durch die Synclinale von Gostitz getrennt; hinter den Gewölben liegen die Synclinalen des Habichtsteins und der „Finke" [1]).

[1]) Hier verräth sie sich nur durch die eingeklemmten Hornblende- und Glimmerschiefer, sowie durch convergirende Schichten, eine Erscheinung, die man „Synclinale im horizontalen Sinne" nennen könnte. Die „Finke" gleicht hierin sehr

welche auch die Gewölbe zerschneiden, doch nur oberflächlich. Zwischen Habichtstein und „Finke“ liegt das Gewölbe des Hohensteins, also hinter der Synclinale von Gostitz; nordwestlich der Habichtstein-Synclinale das Gewölbe des Hohen Berges, also hinter dem Becken von Weisswasser; südöstlich von der „Finke“ die beiden überschobenen Gewölbe des Hohen Hauses, von denen nur das höherliegende bei dieser Anordnung in Betracht kommt, da das tiefere Muscovitgneissgewölbe in viele Schollen zerbrochen, bereits denselben tektonischen Einflüssen, wie die Schieferhülle, unterlag. Vor dem Gewölbe des Hohen Hauses liegt der Köllerberg, der an seinem Nordende als Verbindungspunkt zwischen dem Gewölbe Gostitz - Weissbach und der Schiefermulde Weissbach - Jauernig eine ähnliche Bedeutung besitzt, wie die Synclinale von Gostitz.

Die mittlere Terrasse des Heidelberges besteht also aus drei Gewölben, getrennt durch zwei Synclinalen. Hinter dem mittleren des Hohensteins liegt die Synclinale der Heidelkoppe; diese hält wieder die beckenartige Fortsetzung des Habichtsteins, welche an den Kuhbergen ein zersprungenes Gewölbe darstellt, und das Gewölbe der Mittelkoppe mit dem sich südöstlich anschliessenden Becken der Alten Gos auseinander. In der dritten Terrasse liegen also zwei Gewölbe, so dass der ganze Nordostabhang des Heidelberges aus 7 Gewölben, die durch Synclinalen getrennt sind, besteht. Sämmtliche Gewölbe sind gegen Südost hin überschoben und lassen oft nur den Hangendflügel sehen, der dann wieder mit emporgebogenen Rändern beckenartig eingebrochen sein kann, im Kleinen dasselbe Bild, wie es die grossen Tafeln mit den gefalteten Rändern im Grossen gewähren.

Dagegen ist sein südwestlicher Abhang eine Mulde, die bis zum Hutberge reicht und von dort zieht eine Mittellinie durch die Mitte der Voigtsdorfer Mulde, durch die Heidelkoppe-Synclinale, über das Hohenstein-Gewölbe, durch die Synclinale von Gostitz bis an den Gebirgsrand; längs derselben herrscht symmetrische Anordnung, die sich trotz der allgemeinen Einseitigkeit in der Schichtenstellung auch im Relief auffällig kundgibt; die Erosion fand eben den Bau bereits vor oder derselbe vollzog sich gleichzeitig mit ihrem Wirken und lenkte die erodirenden und denudirenden Kräfte in die Bahnen, welche die faltende Kraft den Massen vorschrieb [1]). Dass sich die Jauerniger Schieferhülle unter dem Diluvium der dortigen Ebene fortsetzt und dasselbe Streichen und Fallen aufweist, liess sich in den Drainagegräben am Sandberge bemerken, wo Hornblendeschiefer blosgelegt wurde. Die mittlere Amphibolschiefer-Zone, welche am Köller- und Schubertberge, ebenso an der Lehne gegenüber Granatenführt, setzt sich nach Rothengrund in's Bielengebirge fort, dem wir uns jetzt zuwenden wollen.

dem Höllenberge; bei beiden sind die Schiefer an der Nordwestseite geklemmt, aber die Schichten convergiren nach der Mitte beider Berge, in beiden Fällen von N und von SO her; hier liegt also die Synclinale.

[1]) Wie uns die Thäler jetzt entgegentreten, sind sie wohl durchwegs erosiv.

II. Das Bielengebirge.

1. Orographische Skizze.

Es hat seinen Namen[1]) von der Biele, welche durch dieses Gebirge fliesst, nachdem sich in Neu-Bielendorf ihre Quellbäche, die vom Formberge (1072 *m*) kommende Weisse Biele und die vom tiefen Loch (937 *m*) herabtosende Schwarze Biele vereinigt haben. Die orographischen Grenzen sind durchs Becken von Seitenberg, den kleinen Mühlbach, der dort in die Biele geht, das Thal, welches die Joachim-Albrechtstrasse benützt, die Schwarze und Weisse Biele und auf österreichischem Gebiet durch den Silbergrund und das Schlippenthal gegeben. Gegen NO trennt es der landschaftlich scharf hervortretende Saum der ersten Stufe von der Ebene und dem Hügellande bei Friedeberg, dessen Kuppen man die orographische Fortsetzung des Bielengebirges nennen kann, so scharf auch dessen Granitkegel und Kuppen von den sanfteren Formen des höheren Schiefergebirges abstechen mögen. In der unteren Terrasse herrschen, besonders auf Wilmsdorfer Gebiet, langgestreckte Rücken vor, denen auch die Bäche nach Norden folgen, während sie dieselben im südlichen Abschnitte, südlich vom Tiefen Brettgrund, unter schiefen Winkeln durchbrechen, nachdem sie eine Strecke weit echte Längsthäler (orographische und tektonische) wie dort gebildet haben. Von der Ebene aus zeigen sich die Koppen des Kalkberges (776 *m*), des Spitzberges (956 *m*), des Flössenberges und der Schmiedekoppe (988 *m*) am imposantesten. Jenseits des Bielethals erreicht das Gebirge in der Schwarzen Koppe (1062 *m*) seine grösste Höhe, um dann vom Kahlenberge (963 *m*), sowie vom Steinrücken steil zum Thale hinabzustürzen.

Auf der meist von Feldern und Wiesen bedeckten, mit zahlreichen Dörfern besetzten unteren Stufe bilden höchstens der Steinige Berg (606 *m*), die Knallsteine (720 *m*) und der Peschelberg (555 *m*, zu dieser Höhencôte gehört der Name auf der Karte) auffällige Formen. Aus den angegebenen Höhen sieht man, dass sich das Gebirge meist gegen Nord neigt, sich in südlicher Richtung aber an das Mährische Grenzgebirge anlehnt.

---

[1]) Da es keinen Grund gibt, den Namen „Reichensteiner Gebirge" auch auf die Berge östlich vom Krebsgrund auszudehnen, wie es die neue Literatur und Kartographie thut, aber zur Besprechung eben ein Name vorhanden sein muss, so haben wir den obigen gewählt, weil es von der Biele fast in der Mitte durchflossen wird und das Volk auch den östlich der Biele liegenden Kamm, der auf den Karten immer als „Reichensteiner Gebirge" erscheint, als „Bielenkamm" bezeichnet. Den Grenzen, welche Kutzen (S. 115) angibt, folgten wir deswegen nicht, weil der Hundsrück oder das „Mährisch-Glätzische Grenzgebirge" im innigsten Zusammenhange mit dem Schneegebirge und dem Kesselkoppezuge steht (Kořistka, Die Markgrafschaft Mähren und das Herzogthum Schlesien, S. 22); dagegen behalten wir die von Kutzen gebrauchten Namen bei und verbinden sie nicht durch „oder", sondern durch „und", indem wir eben das Bielengebirge als östlichen Abschnitt des Grenzgebirges betrachten und dann auch die von Kutzen zuerst gewählte Ostgrenze desselben am Kamme des Hundsrück oder Fichtloch annehmen.

2. Beschreibung der Gesteinsarten.

Da die Amphibolgranitgneiss-Synclinale von Rothengrund nur eine oberflächliche Scheidung des östlich liegenden, vom westlichen bereits besprochenen Gebiete bewirkt, so werden wir hier natürlich viele Gesteine von dort wiederfinden, so besonders dieselben Gneissarten, welche den Abschnitt nördlich des Brettgrundes und das hohe Bielengebirge zusammensetzen, während der östliche Abschnitt der niederen Stufe und ein Theil des nordwestlichen von Schiefern und Eruptivgesteinen in Lagergängen gebildet wird.

Der Gneiss lässt dieselbe Gliederung zu, wie im Reichensteiner Gebirge, nur ist Muscovitgneiss hier viel mächtiger entwickelt; er zeigt gleichfalls körnige und oft massige Structur, wie im Krebsgrunde. Glimmer ist spärlich, Quarz reicher, Feldspath theils roth, theils gelb. U. d. M. sieht man, dass der letztere, der gelbe Feldspath, vorwiegend Plagioklas ist und dass bei seinem Vorhandensein der röthliche Orthoklas ganz fehlt. Quarz zeigt immer die eigenthümlichen Bläschen, accessorisch sind Apatit, Hornblende und viele kleine Nädelchen, welche Cyanite oder Rutile sein mögen.

Von der grossen westlichen Gneisspartie isolirt, zeigen sich weiter östlich in der Schieferhülle einzelne Gneissschollen, besonders um Woitzdorf, welche röthlichen Feldspath führen und gleichfalls durch Glimmerarmuth gekennzeichnet sind. U. d. M. bemerkt man auch hier viel Plagioklas, einzelne geknickte Hornblendesäulchen gewöhnlich an Glimmer gebunden, der sowohl Biotit als Muscovit ist. Zirkonsäulchen sind oft zu langen Leisten aneinandergereiht und daneben durchschwärmen zahlreiche Nädelchen das Gestein, die wahrscheinlich Cyanite sind, da sie bläulichen Schimmer besitzen; es führt auch zahlreiche, schön ausgebildete Granaten von dunkel-blutrother Farbe, die sich u. d. M. von gelben Rissen durchzogen zeigen und am Saume zahlreiche Mineralien sehen lassen; neben den bereits erwähnten ist besonders schön Fibrolit ausgebildet, der sich mit langen, oft zu ganzen Filzen vereinigten Fasern und Nädelchen um den Granat herumlegt, ebenso zeigt sich Magneteisen in den Rissen, sowie Turmalin und Apatit.

Nach oben geht der Gneiss durch Anwachsen des Glimmers in Glimmerschiefergneiss oder Gneissglimmerschiefer über, ganz ähnlich ausgebildet, wie in der Weissbacher Schieferhülle. Muscovit ist dann sehr zahlreich und bedeckt in steifen, scharf abgegrenzten Schuppen die Schieferungsflächen. Feldspath ist natürlich bedeutend zurückgetreten und hat dem Quarze Platz gemacht, der wieder allmählig über den Glimmer die Oberhand gewinnt und so die Bildung des Quarzschiefers einleitet; dieser zeigt aber selten solche Reinheit wie um Reichenstein, da der Feldspath nie ganz verschwindet und auch Glimmer reichlicher ist als dort; aber der äussere Habitus ist der des Quarzschiefers. Im Gneissglimmerschiefer lagern bei Weissbach-Jauernig die Hornblendeschiefer

Auch im Bielengebirge ist das der Fall. Hier zeigt aber der Amphibolschiefer oft solche Anreicherung mit triclinen Feldspäthen, darunter sehr viel Mikroklin, wozu auch bedeutend häufiger als dort

Apatit tritt, dass man das Gestein als Dioritschiefer bezeichnen muss, besonders bei Petersdorf, wo das Gestein auch mit Diorit grenzt.

Dieser tritt in einer grossen, langgestreckten Masse auf, die sich gangartig zwischen dem niederen und hohen Bielengebirge hinzieht. Der massige Charakter dieses Gesteins ist allen Beobachtern aufgefallen. Die grossen, aber kurz säulenförmigen, dunkelgrünen bis schwarzen Hornblendekrystalle heben sich deutlich von den ebenso grossen, deutlich gestreiften Feldspäthen ab und geben dem Gestein ein scheckiges Aussehen, das sich bald dunkler, bald heller gestaltet, je nachdem eben die betreffenden Gemengtheile überwiegen. Glimmer, immer tombackbrauner Biotit, ist nicht, wie man das bei Gneiss zu sehen gewohnt ist, lagenförmig geordnet, sondern findet sich gewöhnlich in grösseren Nestern oder Butzen, die für den Glimmerdiorit so charakteristisch sind oder, wie das Mikroskop zeigt, gewöhnlich an Hornblende gebunden, zwischen den übrigen Gemengtheilen verstreut. Die Hornblende ist im durchfallenden Lichte dunkelgrün und oft auch braun, immer stark dichroitisch, von zahlreichen unter 124° sich kreuzenden Rissen durchzogen, die auch die Durchschnitte unregelmässig begrenzt erscheinen lassen, da sich die Krystalle in ihrer Ausbildung hemmen. An die Hornblende ist auch meist der Apatit mit seinen Nadeln oder sechsseitigen Querschnitten gebunden. Quarz zeigt sich nur in sporadischen Körnern und oft von Rissen durchzogen, wo sich dann Epidot und Cyanite angesiedelt haben, und im gleichen Mengungsverhältnisse findet sich endlich auch der Plagioklas mit Zwillingsstreifung und, wo er Mikroklin ist, mit der bekannten Gitterstreifung; accessorisch erscheinen Pyrit und Magneteisen, sowie Titanit. Das Gestein ist also ein Glimmerdiorit[1]).

Nordwestlich von Petersdorf findet man in geringer Ausdehnung Massengesteine, welche nur fleischrothen Orthoklas in grossen Zwillingen und dunkelgrüne, ebenfalls sehr grosse Hornblendesäulchen mit Epidotschnüren erkennen lassen. U. d. M. zeigt sich die perthitische Structur des Feldspaths deutlich und die Hornblenderisse, sowie die ebenfalls vorhandenen Plagioklasleisten sind in flache Sigmoiden gewunden. Am meisten gleicht das Gestein einem Syenit Wie hier vielleicht ein Uebergang des Glimmerdiorits zu Syenit vorliegt, so sieht man denselben weiter östlich am Hutberge durch Zurücktreten der Hornblende und Anreicherung mit Quarz in Hornblendegranit über-

---

[1]) In den „Erläuterungen" . . . S. 216 wird das Gestein als Hornblendegneiss bezeichnet, obwohl die dort gegebene Beschreibung bis in's Detail auf Diorit passt. Als Hornblendegneiss bezeichnete auch A. v. Lasaulx (Neues Jahrbuch f. Mineralogie) dasselbe, „weil man an den Gehängen von Wildschütz nach Woitzdorf die Uebergänge beobachten könne". Ich habe hier kein anstehendes Gestein innerhalb des angeblichen Hornblendegneisses gefunden. Dagegen sieht man in den zahlreichen Steinrücken immer Diorite und röthliche Gneisse, wie sie in einzelnen Schollen darin vorkommen, zusammengetragen. Wenn man südlich von Wildschütz am Mühlbach eine Scholle von rothem Gneiss umlagert sieht von dem fraglichen Gestein, ohne den geringsten Uebergang in denselben zu zeigen, so wird man kaum an der Eruptivität desselben zweifeln dürfen. Stache bezeichnet das Gestein als Diorit (Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A., B. 11), v. Camerlander als massigen Amphibolit. Nach mikroskopischer Untersuchung spricht Laube das Gestein als Glimmerdiorit an.

gehen, der auch den Dioritstreifen selbst begleitet und stellenweise die Hornblende ganz verliert, dafür aber mehr Biotit aufnimmt und dann als Granit zu bezeichnen ist. Feldspath und Quarz zeigen ein so blendendes Weiss, dass man das Gestein aus der Ferne für Marmor halten möchte.

Turmalin findet sich im Diorit vom Hutberg ebenfalls reichlicher als in dem von Woitzdorf und deutet bereits auf den turmalinreichen Granit von Friedeberg-Schwarzwasser.

Durch Zurücktreten der Hornblende und Vermehrung des Orthoklases geht der Glimmerdiorit in Hornblendegranit über.

Der Orthoklas erscheint in grossen Zwillingen, tritt aber hinter den Plagioklas, wenigstens in den Graniten bei Schwarzwasser, bedeutend zurück. Der Plagioklas ist meist Mikroklin mit schön ausgebildeter Gitterstreifung auf den basischen Spaltungsflächen, welche hier durch lamellare Verwachsung mit Albit entsteht[1]. Im Innern ist der Mikroklin gewöhnlich zersetzt und zeigt dann in Folge von Aggregatpolarisation ganz andere Farben als der unzersetzte Saum. Quarz hat immer unregelmässige Umrisse und gewöhnlich die in eigenthümlich gewundener Fluctuationsstructur aneinander gereihten Flüssigkeitseinschlüsse, welche sehr an die Structur der Gebirgsmassen im Grossen erinnern. Biotit und Muscowit sind durchs Gestein verstreut Turmalin ist häufig, zeigt immer den zersetzten Kern und zonare Structur mit grellen Polarisationsfarben; Apatit ist accessorisch. Dem unbewaffneten Auge erscheint das Gestein als ein feinkörniger Granit mit weissem, gewöhnlich zersetztem Feldspath, grauem Quarz, dunklem Glimmer und einigen Turmalinen.

Der Granit von Friedeberg-Weidenau besitzt überhaupt eine sehr wechselnde Ausbildung. Längs des Resselkoppezuges findet sich vorwiegend Pegmatit; derselbe durchsetzt auch in Gängen den feinkörnigen Granit, der meist verwittert ist, so in Jungferndorf und im Schlippenthale bei Riesnersberg. Bei Annaberg bildet Granit Uebergänge zu Granitporphyr, und massenhafte Einlagerungen von grossschuppigem Biotit zeichnen denselben aus; dabei sieht man dieselben in grossen Blöcken, die fast nur aus Pegmatit bestehen, radial angeordnet und die Glimmerblätter erscheinen dann wie baumförmige Zeichnungen auf der gelbweissen Grundmasse.

Auch der Quarz kann so überhand nehmen, dass er mächtige Gänge und weit ausgedehnte Lager, wie bei Grosse, bildet, wo er fusslange Bergkrystalle führt und zur Glasfabrikation nach Preussen verfrachtet wird. Auch der tricline Feldspath gewinnt bei Schwarzwasser solche Mächtigkeit, dass man dort mit Albit die Strasse schottert. Stark zersetzt ist der Granit bei Weidenau und bildet in diesem Zustande einerseits ein bedeutendes Kaolinlager, andererseits setzt er als „Sand“ die steil zur Ebene abfallenden Rücken der beiden Sandberge zusammen.

Apophysen sendet der Granitstock besonders in den Resselkoppezug und noch weiter nach SO in das Hochgesenke. Auch der

[1] Nach der Analyse V. Magerstein's (Geologische Schilderung etc., S. 52) ist der Plagioklas Albit.

den Diorit begleitende Granit von Gurschdorf ist nur als eine in Form eines Lagerganges auftretende Apophyse des grossen Stockes anzusehen. Wenn man diesen auch in seiner Gesammtheit nur als die tiefste Unterlage des umliegenden Gebirges, etwa wie den Granitit des Riesengebirges, ansehen möchte, da er ja besonders im Westen eine Absonderung in Lagen zeigt, die aber immer körnig bleiben [1]) und ihn nicht als eruptiv ansehen wollte, trotzdem die ihn an vielen Stellen bedeckenden Kalksteine immer in Marmor umgewandelt sind, so ist es doch nach den Lagerungsverhältnissen sicher, dass die Apophysen das Gebirge durchbrochen haben. Ebenso sind wohl der landschaftlich so scharf hervortretende, lang nach SO gestreckte Hutberg (473 *m*) mit seinen Dioriten, sowie der in seiner dem Gebirge parallelen Fortsetzung liegende Gotteshausberg (510 *m*) als Injectionsgänge anzusehen. Am Contact mit Marmor findet sich hier nach A. v. Lasaulx ein eigenthümliches Zwittergestein, das bald Kalk, bald Granit ist, und das für den Contact eines Eruptivgesteines mit Kalk charakteristische Mineralgemenge von Diopsid, Titanit, Tremolit, Pistacit, Granat und Vesuvian, dann Kalkspath, Quarz und Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Diopsid führt.

Von den jüngeren Eruptivgesteinen ist nur Olivingabbro vertreten. Dem unbewaffneten Auge erscheint er als eine pechschwarze dichte Masse, in der man vereinzelte weisse Flecken wahrnimmt, die das Mikroskop als Plagioklas enthüllt. A. v. Lasaulx unterscheidet zwei Ausbildungen des Gesteines, je nachdem zum Olivin, Plagioklas und Diallag vereinzelt oder Plagioklas zahlreich hinzutritt; accessorisch sind Magnetit, Löllingit und Pyrrhotit. Der Olivin zeigt sich im Schliff vom charakteristischen, serpentinisirten Saume umzogen, der oft ein dreifaches Stadium der eingeleiteten Zersetzung erkennen lässt. Das Gestein führt auch Korund.

2. Lagerungsverhältnisse.

Besteigen wir, dem mittleren Hornblendeschieferstreifen der Jauerniger Schieferhülle folgend, die Rothengrundkoppe südöstlich vom Krebsgrunde, so finden wir am nördlichen Abhange derselben Amphibolschiefer mit 170° SO-Streichen und 80° SW-Fallen, also eine südöstliche Richtung, wie wir sie drüben am Krebsgrunde verliessen. Granaten sind noch wenig vorhanden. Die Schichten biegen hierauf nach WSW und SW, wo es, wie oben erwähnt wurde, 30° NO streicht, 60° NW fällt; vor dem Waldsaume brechen sie nochmals um und führen sehr viel Granaten sowohl im echten Hornblendeschiefer, als auch im nebenstehenden Gneiss; an den guten Aufschlüssen misst man Streichen 110° SO, Fallen 40° NO, weiter südlich 0° N, Fallen 45° O und etwas weiter gegen Osten sieht man an mehreren Stellen bei gleichem Streichen W-Fallen, so dass die Einklemmung zwischen dem Gewölbe im Westen und dem weiter östlich folgenden Gneisse ganz deutlich wird. Dieser streicht am unteren Ende von Rothengrund, wo er sowohl Muscowit als Biotit führt, 10°

[1]) Feinkörniger Randgranit von Camerlander's.

NO, fällt 50° NW und ganz so längs des Baches hinab. Dort, wo der Hornblendeschiefer nach S umgeknickt ist, bricht auch der Gneiss nach ONO, fällt 80° NW, am Waldrand biegt er sich sogar bis SO mit steilem SW-Fallen und allmälig wieder in östliche und nordöstliche Richtung. In dieser Umbeugung der Gneissschichten ist wieder Amphibolschiefer eingeklemmt; derselbe lässt sich dann durch Lesesteine mit der nördlichen und westlichen Partie verbinden. Der NO-Abhang der Rothengrundkoppe ist durchaus Gneiss mit röthlichem Feldspath; er streicht östlich und kehrt seine Schichtenköpfe nach der Jauernig-Sörgsdorfer Niederung, in deren südlichsten Winkel ein kleines Lignitflötz lagert. Es bedeckt etwa eine Fläche von 100.000 m^2 und ist über 20 *m* mächtig, liegt aber an einzelnen Stellen kaum 1 *m* unter dem überlagernden Thon. Obwohl jeder palaeontologische Anhaltspunkt fehlt, möchte Magerstein[1]) diese Lignite „der aquitanischen Stufe der Neogengebilde" einreihen.

Westlich von Sörgsdorf streicht der Gneiss 30° NO, fällt 60° NW, ebenso weiter oben in Wilmsdorf, wo der Bach ein scharfes Knie bildet; leider kann man sich durch Aufschlüsse über dessen Entstehung nicht näher belehren. Auf dem Kamme zwischen Rothengrund und Wilmsdorf dreht sich das Streichen schon nach 20° mit steilem 80° W-Fallen und in Rothengrund sieht man den Hornblendeschiefer fortsetzen, aber an der westlichen Lehne steht schon wieder Gneiss an, dessen Schichten oben flach 20°, unten steil 60° SO fallen und NNO streichen; sie entsprechen dem südöstlich geneigten Krebsgrundgewölbe, auf das sich die Amphibolgranatgneiss-Zone legt und bis über das Bielethal fortstreicht. Am Hutberge aber trifft man schon wieder Biotitgneiss (10° NO-Streichen, 60° W-Fallen). Auch dieser setzt über das Bielethal fort. Dieses nordnordöstliche Streichen beherrscht nun das ganze Bielengebirge gegen Osten hin, ganz dem Relief entsprechend. Man beobachtet: südlich von Sörgsdorf 5° NO, Fallen 80° W, am Steingerütte 10° NO, am Kalkberge 10° NO mit Fallen 60°, oben am Gipfel aber nur 30° NW-Fallen, unten im Brettgrunde 10° NO, Fallen 50° NW, auf der Urlichkoppe 0° NO, Fallen 60° W, am Spitzberg 10° NO, Fallen 45° NW, am Mittelberge 20° NO, Fallen 40° NW. Hier vollzieht sich bereits der Uebergang in Biotitschiefer, dadurch, dass sich auf kürzester Strecke oft kaum 1 *m* lange Lagen von Gneiss und Biotitschiefer bis zu fünfmaligem Wechsel wiederholen. An dem südlichen Abhang des Mittelberges beobachtet man sodann Fallen 30° NW, am Flössenberg 30° NO, Fallen 30° NW; nun folgt feinschiefriger Amphibolit, Streichen 40° NO, Fallen 20° NW und darunter das dioritartige Gestein. Das Streichen dreht sich also von N bis NO am vorderen Kamme des Bielengebirges; in derselben Richtung, von N nach S hin, wird auch das Fallen immer flacher.

Die erwähnten Amphibolschiefer trifft man wieder östlich vom Grenzgrund, jetzt aber mit 350° NW-Streichen, 60° SW-Fallen, drüben an der steilen Hühnerkoppe brechen sie sogar bis 310° NW herum und fallen 60° SW; über 350° NW, 0° N wenden sie sich wieder in die schwach nordnordöstliche Richtung der Gneisse.

[1]) Geologische Schilderung des nordwestlichen Schlesien, S. 38.

Zwischen diesen und dem eben besprochenen schmalen Hornblendeschiefer-Streifen liegt der ausserordentlich glimmerreiche Gneissglimmerschiefer oder Glimmerschiefergneiss, der so sehr den Weissbacher Gesteinen dieser Art gleicht, wie früher bemerkt wurde. Bei Grenzgrund führt derselbe an der Uebergangszone zum Amphibolschiefer ein mächtiges Magneteisensteinlager, das abgebaut wird, und am Kalkberge unten im Thale Einlagerungen von Kalk. In dem dort aufgeschlossenen Profil sieht man die Wechsellagerung von Gneissglimmerschiefer und Biotitschiefer, Kalk und Biotitgneiss mit dünnsten Lagen sehr deutlich. Auffällig ist der kleine Sattel, als ob sich eine äusserst schmale Anticlinale zwischen Kalkberg und Hühnerkoppe hinziehen sollte.

Dieser Glimmerschiefergneiss sticht von den weiter westlich folgenden Biotitgneissen ebenso scharf ab, wie die Weissbacher Schiefer von den dortigen westlicher liegenden Gneissen und das Gewölbe, das man zwischen der Rothengrunder Amphibolgranatgneiss-Synclinale und der oben beschriebenen schmalen Hornblendeschieferzone, welche vom Flössenberge heranzieht, voraussetzen muss, dieses Gewölbe ist westlich von Biotitgneiss, östlich aber von diesen Glimmerschiefergneissen bedeckt. Die auffallenden Wechsellagerungen zeigen eben, dass sich auf die Gneissformation hier an dieser Grenzlinie die Glimmerschieferformation mit ihren Kalk- und Amphibolschieferlagern anlegt. Weiter östlich kommt von N her noch eine ebenso schmale Hornblendeschieferzone. Am Beginn derselben, fast an der Dioritgrenze ist der Olivingabbro emporgestiegen; rings um denselben, in einem Steinbruche schön aufgeschlossen, stellen sich die serpentinisirten Hornblendeschiefer, die oft Fleckschiefern ähnlich sehen, steil empor und fallen vom Kerne ab; eine Schichtenstellung, die nur durch das Eruptivgestein entstehen konnte. Ausserhalb seines Bereiches streichen dieselben wieder normal NNO, erst in Ober-Wildschütz merkt man wieder eine Drehung gegen SSO und während die Zone im Norden auf Diorit lagert, schiebt sich hier noch Glimmerschiefer zwischen beide. Zwischen beiden Amphibolschieferzonen liegen Glimmerschiefer, die oft ganz den dichten Gneissen von Landeck und Krautenwalde gleichen, und dann Quarzschiefer vom Habitus der Reichensteiner.

Wir sahen bereits den ersten Hornblendeschiefer-Streifen zwischen Flössenberg und Grenzgrund durch Diorit unterbrochen. Am Brettgrund ist seine südliche Hälfte gegen die nördliche weit nach Ost verschoben, ebenso wie der ihn unterlagernde Glimmerschiefergneiss, der dort 330° streicht. Die nun folgenden Glimmerschiefer, Quarzschiefer, eine zweite Hornblendeschiefer-Zone und dann abermals Glimmerschiefer sind südlich von der Hühnerkoppe, an der sie sich bereits nach SSO bogen, überhaupt nicht mehr zu finden. Ueberall liegt dort der Glimmerdiorit, der von Nord her hereinzieht, bis Bergau auch den Gebirgsrand bildet, und an der Westseite mit Hornblendeschiefer in Berührung tritt, an der östlichen Grenze aber die Gneissscholle am Mühlbach einschliesst. Dieselbe scheint sich weiter fortzusetzen, streicht dann 310° NW, fällt 30° NO. Auch gegen Grenzgrund hinauf trifft man in den Steinhaufen den röthlichen Gneiss mit Diorit zusammenliegen, der letztere herrscht jedoch vor.

Die Diorite setzen sich südlich fort, bilden jetzt, die Hornblendeschiefer-Zone im schiefen Winkel überquerend, die Koppe 817 am Spitzberge, den Giegersberg und die Knallsteine und die darauf sitzenden zackigen Felsen, die sich in ähnlicher Gestalt in der „Hölle" nochmals wiederholen. An der Westseite der Knallsteine legt sich auch der weisse Granit an. Die Richtung dieses Lagerganges ist also eine nordsüdliche.

Bereits oben führten wir aus, wie sich die Glimmerschieferformation vom Mittelberge angefangen um den nordsüdlich streichenden Gneiss gegen SW dreht; das ist auch östlich des Diorits der Fall. In Bergau streicht Hornblendeschiefer noch N, aber der sich westlich auflagernde Quarzschiefer schon 40° NO mit flachem Fallen, während jener seiger steht. Im Thal des Hutwassers sieht man wieder den Diorit und daneben einen Fibrolith führenden Gneiss, der durch Granatreichthum ausgezeichnet ist; er streicht 60° NO, dann folgt auf Punkt 455 wieder Amphibolschiefer mit Streichen 20° NO, Fallen 60° NW. Zwei bedeutende Gänge, welche durch Feldspath verheilt sind, sitzen in dem Steinbruche auf; ihr Streichen ist ungefähr 150° SO, ihr Fallen steil gegen SW. Südlich des muldenartigen Thales sieht man schon wieder quarzreichen röthlichen Gneiss mit wenig Glimmer aber viel Granaten. Er streicht 40° NO, fällt 45° NW und setzt wahrscheinlich auch die östliche Lehne von Petersdorf zusammen; dann folgt Hornblendeschiefer, der aber im Contact mit Diorit mehr dem Dioritschiefer gleicht. Derselbe biegt sein Streichen von NO her über NW wieder nach O (60—90°), zeigt flaches NW-Fallen und man sieht südlich desselben sowohl den Granit, als auch den Glimmerschiefer den Hornblendeschiefer umlagern; diese Zone setzt in den Knallsteinen über Steingrund hinüber fort mit flachem Fallen, und hier findet man Tremolith und Asbest in derselben. Die Knallsteine selbst streichen 30° NO, fallen aber steil 60° NW. Aehnliche Verhältnisse herrschen in der Weissbacher Schieferhülle, wo die Hornblendestreifen durchwegs an der Westgrenze steiler fallen als an der Ostgrenze. Im Silbergrunde biegt sich diese mächtige Zone noch weiter gegen W, wie die ganze Glimmerschieferformation um den Gneiss herum.

Gegen Ost folgt jetzt ein Glimmerschieferstreifen, der Granaten führt, sowie in Krautenwalde und dem dortigen Gestein überhaupt ganz gleicht, sogar hinsichtlich der feinen Fältelung. Sein Streichen ist 20° NO, das Fallen 70° NW. Nochmals legt sich Hornblendeschiefer auf diesen Glimmerschiefer und steht mit dem vorigen Streifen und durch eine Einklemmung in Gurschdorf mit jenem am Peschelberg (555) in Verbindung; er schwenkt wie jener mit NO-Streichen ins Schlippenthal ein, gabelt sich aber am Nordrande nach OSO und führt dort ein Kalklager. Im vorderen Schlippenthale legt er sich auf Quarzschiefer, der dort eine Anticlinale bildet und das an dieser Stelle als Anticlinalthal zu bezeichnende Schlippenthal in nordsüdlicher Richtung übersetzt. Dieser Sattel ist durch folgende Aufschlüsse zu erkennen:

Am westlichen Gehänge beim ersten Hause von Niesnersberg misst man Streichen 10° NO, Fallen 60° SO, weiter thalaufwärts 10° NO, aber Fallen 30° NW und zwar im Quarzschiefer, während jene Verhältnisse an grossschuppigen, wenig quarzführenden Glimmer-

schiefer beobachtet werden; nun folgt auf Quarzschiefer der letzte Hornblendeschiefer-Streifen, wie bereits erwähnt wurde. An der nördlichsten Spitze des Nesselberges findet man die Quarzschiefer-Anticlinale auch mit dem Ostflügel aus demselben Gestein bestehen und beobachtet links vom dortigen Querthal NW-Fallen, rechts aber SO-Fallen mit N- und NNO-Streichen. Dieses Querthal, das Schlippenthal, ist also die tektonische Fortsetzung des vorderen anticlinalen Schlippenthales, während von hier an das orographische (hintere) Schlippenthal isoclinalen Charakter annimmt. Die sehr steile Lehne östlich vom vorderen Schlippenthal ist aus grossschuppigen, graphitisch gefärbten Glimmerschiefer, der keinen Quarz mehr enthält, gebildet. Weiter gegen Ost, in der Nähe der Setzdorfer Kalke, geht er in Kalkglimmerschiefer oder „Kalkphyllit“ über und er bildet dort noch eine Synclinale (beim J.-H. Streichen 350° NW, Fallen 60° SW) und deswegen auch noch eine Anticlinale, auf welche sich der Kalk legt. Ohne Zweifel setzt die Anticlinale des Schlippenthals gegen S fort: sie verbreitet sich immer mehr zum Gewölbe des Nesselberges (916 *m*) und ihre Einengung gegen N ist durch das Weichen der Unterlage, die aus den Gneissen des Nesselberges besteht, zu erklären, wobei sich eben die obere Schieferhülle in Falten legte.

Gegen Nord ist dieser Einbruch scharf begrenzt durch senkrecht darauf, also östlich und ostsüdöstlich, streichende Schichten, denen auch die dortigen Seitenthälchen entsprechen. Von Gurschdorf herüber streicht das erwähnte Kalklager mit 90° und 100° SO und seigerer Stellung, findet sodann im Salberge seine Fortsetzung und hängt dadurch mit dem mächtigen Lager von Setzdorf zusammen. An der westlichen Steillehne des Salberges findet man gute Aufschlüsse; das Streichen bleibt O oder ONO, das Fallen wechselt in Faltenverwerfungen, in „Wechseln der höchsten Potenz der Faltung“ [1]) von S nach N in folgender Weise: 80° N, 30° S, 70° N, 40° S und gegen das obere Ende der Schichten zu immer steiler bis 80° S; dann folgt ein mächtiger Quarzgang und hierauf westlich und östlich der Schlippe der Friedeberger Granit. Die östlich streichende Klemmung in Gurschdorf mag vielleicht mit diesen Verwerfungen im Zusammenhange stehen, da ja das kleine Kalklager mit 100° SO-Streichen und seigerer Aufrichtung direct auf sie hinweiset. Auf dem Peschelberg trifft aber auch die nordsüdliche Structurrichtung der ganzen Schieferhülle des Bielengebirges ein. Erst im Schlippenthal biegt sie nach WSW; westsüdwestliche Störungslinien sind ferner der tiefe Brettgrund und das Gurschdorfer Thal mit seiner südwestlichen Fortsetzung bis an den Mittelberg (der mit 921 *m* zwischen dem 956 *m* hohen Spitzberge und dem 946 *m* hohen Flössenberg liegt) und über denselben hinaus in's Bielethal, das hier eine fast rechtwinkelige Umbeugung erleidet und von hier an tektonisches Querthal wird, während es bisher Längenthal war.

Diese Structurlinien sind es, welche den Ausläufer des Flössenberges zwischen Schlippenthal und Gurschdorf der Tauchgrundkoppe

---

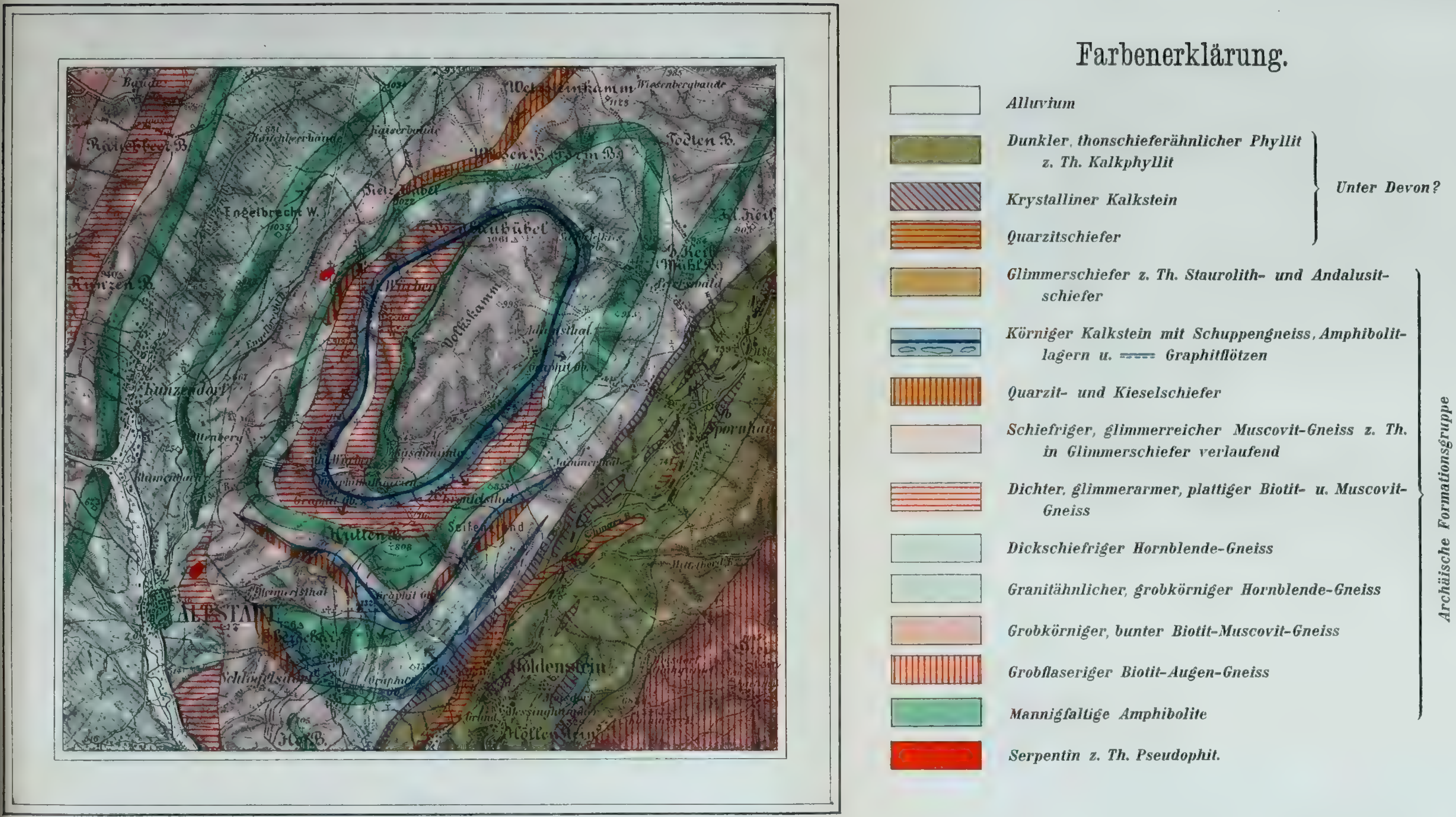
[1]) **Suess**, Antlitz d. Erde I, 152. Dieselben Wechsel trafen wir bereits in Weisswasser und am Vogelberg.

so ähnlich machen; dort wie hier (östlich oder) südlich ein tiefes Thal, das im Vordergrunde zugleich mit den Schichten nach Nord umbiegt und dort wie hier am Nordende von südöstlich streichenden Verwerfungen durchsetzt ist, die mit Absenkung des Nordflügels verbunden sind. Dort schwenkt die Schieferhülle des Hohen Hauses in den Jauerniggrund, hier die des Bielengebirges in's Schlippenthal. Nordwestlich von der Tauchgrundkoppe liegt das Einbruchsbecken der „Mücke" mit seinen Quarzgängen und im Norden eingeschlossen von der steil zum Rollenthale abfallenden Hofekoppe. Nördlich vom Ausläufer des Flössenberges liegt das tiefe Becken von Woitzdorf mit dem mächtigen Dioritgange, im Norden begrenzt von den Schichtenverbiegungen der so steil zum Brettgrund abfallenden Hühnerkoppe.

Die Hornblendeschiefer des Bielengebirges wenden sich also nach S und die Glimmerschiefer nach W mit nördlichem Fallen unter die Gneisse des hohen Bielengebirges; sie richten also ihre Schichtenköpfe nach Süden, nach dem Hundsrück oder Fichtlich oder dem mährischen Grenzgebirge. Nur bis hieher reichten meine Untersuchungen, abgesehen von einzelnen nicht zusammenhängenden Beobachtungen an anderen Punkten dieses Gebirges und seines nordöstlichen Ausläufers.

Verlag der k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien, III., Erdbergstrasse 3.



Alle Rechte vorbehalten.

Maſsstab 1:75000

Ausgeführt im k. u. k. militär-geographischen Institute.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band XLVII, 1897.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel II.

Sarmatische Conchylien aus dem Oedenburger Comitat.

Erklärung zu Tafel II.

Fig. 1—10. *Melanopsis impressa Krauss.*

Fig. 1. Uebergang zur *var. Monregalensis Sacco.*
Fig. 2. Gestreckte Form mit ungewöhnlich tiefem Sinus der Zuwachsstreifen.
Fig. 3. Scalaride Form.
Fig. 4. Typische Form, übereinstimmend mit der von M. Hoernes abgebildeten.
Fig. 5. *var. Bonellii Sism.*
Fig. 6. *var. Bonelli Sism.* mit knotigem Kiel.
Fig. 7. Uebergang zwischen den Varietäten: *Bonellii Sism.* und *carinatissima Sacco.*
Fig. 8. }
Fig. 9. } *var. carinatissima Sacco.*
Fig. 10. }
Fig. 11. *Hydrobia ventrosa Mont. sp.*
Fig. 12. *Hydrobia Frauenfeldi M. Hoern. sp.*
Fig. 13. Uebergang von *Hydrobia Frauenfeldi M. Hoern.* zu *Hydrobia Sopronensis nov. form.*
Fig. 14. }
Fig. 15. } *Hydrobia (Liobaikalia) Sopronensis nov. form.*
Fig. 16. }

Sämmtliche abgebildete Gehäuse stammen aus den obersten sarmatischen Schichten („Mäotische Stufe“ Andr.) von Zemendorf im Oedenburger Comitat und werden im geologischen Institute der k. k. Universität Graz aufbewahrt.

R. Hoernes: Sarmatische Couchylien. Taf. II.

A. Swoboda n. d. Nat. gez. u. lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumoffskygasse 23.

Tafel III.

Die Klippe von St. Veit bei Wien.

Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1. *Belemnites Eduardi nova species.* (Siehe Text pag. 119.)

a) Ansicht von vorne.
b) Querschnitt an der Bruchstelle.
c) Querschnitt näher der Spitze.

Fig. 2. *Belemnites Eduardi nova species.*

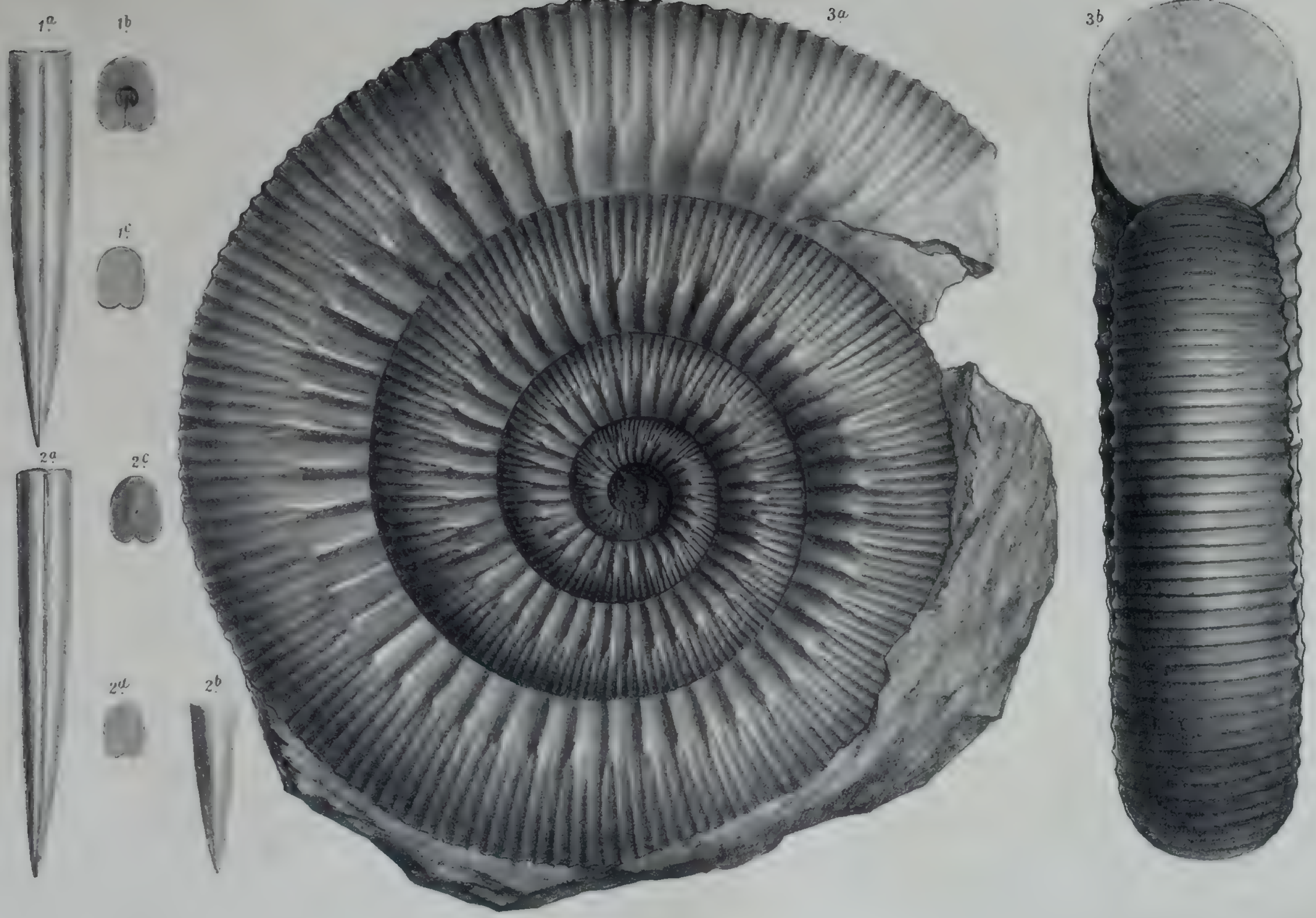
a) Ansicht von vorne.
b) Ansicht von hinten, mit den Spitzenfurchen.
c) Querschnitt an der Bruchstelle.
d) Querschnitt näher der Spitze.

Fig. 3. *Stephanoceras tenuicostatum nova species.* (Siehe Text pag. 130.)

a) Seitenansicht.
b) Ansicht von vorne, ergänzt mit Zuhilfenahme eines anderen Stückes.

Die Originale zu Fig. 1 und 2 befinden sich im k. k. naturhistorischen Hofmuseum zu Wien.

Das Original zu Fig. 3 befindet sich in der Sammlung der k. k. geolog. Reichsanstalt.



A. Swoboda n.d.Nat gez.u.lith.

Lith.Anst.v.Th.Bannwarth,Wien

Inhalt.

Heft 1.

Seite

Zur Erinnerung an Heinrich Freiherrn von Foullon-Norbeeck. Von C. v. John 1

Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt—Goldenstein. Von Franz Kretschmer, Bergingenieur in Sternberg. Mit einer geologischen Karte in Farbendruck (Tafel Nr. I) und einer Zinkographie im Text 21

Sarmatische Conchylien aus dem Oedenburger Comitat. Von R. Hoernes. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. II) und zwei Zinkotypien im Text 57

Die Klippe von St. Veit bei Wien. Von Dr. Egbert Wilhelm Ritter v. Hochstetter. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. III) und drei Zinkotypien im Text 95

Das Reichensteiner- und Bielengebirge. Ein Beitrag zur Kenntniss des schlesischen Gebirgslandes. Von J. Guckler 157

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien. III., Erdbergstrasse 3.

Ausgegeben am 15. Juli 1897.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

JAHRGANG 1897. XLVII. BAND.

2. Heft.

Mit Tafel IV—XII.

Wien, 1897.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Commission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung,

I., Graben 31.

Ueber den Lias des Hagengebirges.

Von **Albrecht von Krafft.**

Mit einer lithographirten Tafel (Nr. IV) und 4 Zinkotypien im Text.

Unter den an die Dachsteinkalkplateaux der nördlichen Kalkalpen gebundenen Liasablagerungen nehmen die ausgedehnten Vorkommnisse des Hagengebirges eine bemerkenswerthe Stelle ein. Das eigentliche Hochplateau trägt allerdings nur mehr geringfügige Spuren der früher zusammenhängenden Decke — solche sind z. B. vom Reinersberg, Kallersberg, Fagstein und Schneibstein bekannt[1]) — dagegen haben sich auf den randlichen, in die Waldregion hinabreichenden Abdachungen des Gebirges gegen Westen und Osten hin ziemlich bedeutende Reste erhalten. Hier ist in erster Linie die Gotzen-Alpe[2]) zu erwähnen, jene breite, längs dem Königsee sich hinziehende Liasterrasse, welche als Aussichtspunkt von seltener Schönheit in weiteren Kreisen bekannt ist. Ihr entsprechen auf der Ostseite des Kalkstockes zahlreiche kleinere Vorkommnisse, welche den vom Tristkopf zwischen Salzach- und Bluntauthal gegen Golling vorspringenden Ausläufer des Gebirges bedecken und auf der Kratz-Alpe, Höllriegel- und Rennanger-Alpe ihre hauptsächliche Verbreitung finden.

In diesem letztgenannten Gebiet habe ich während des Sommers des Jahres 1896 Untersuchungen über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Liasschichten vorgenommen. Die Resultate dieser Untersuchungen mögen im Folgenden zur Kenntniss gegeben werden.

Die Kratz-Alpe ist eine der am frühesten bekannt gewordenen Liaslocalitäten der nördlichen Kalkalpen. Schon im Jahre 1850 entdeckte Lipold „am halben Weg von Golling zur Kratz-Alpe mitten zwischen den Cardienschichten eine Schichte grauen und röthlichen, oolithischen Kalkes, die sehr reich an Versteinerungen ist[3])“, und im folgenden Jahre 1851 gab Lipold bereits ein Profil der Kratz-Alpe[4]), in welchem er

---

[1]) G. Geyer: „Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten“. Jahrb. d. geol. R.-A. 1886.

[2]) C. W. Gümbel. „Das bayrische Alpengebirge“, pag. 460.

[3]) Jahrb. d. geol. R.-A. I. Bd., 1850, pag. 660.

[4]) „Ueber fünf geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen“. Jahrb. d. geol. R.-A. II. Bd. 1851, III. Heft, pag. 108.

3. Rothe Liaskalke
2. Kalke mit Cassianer? Petrefakten
1. Isocardien- oder Dachsteinkalk

unterschied.

Die versteinerungsreichen Schichten am Weg zur Kratz-Alpe bezeichnete Lipold nur vorläufig als Kalke mit Cassianer? Petrefacten, weil ihm die aufgefundenen Fossilreste „dem allgemeinen Ueberblick nach als ähnlich jenen von St. Cassian" erschienen. Die durch Herrn Professor Suess bald darauf vorgenommene Bestimmung der durch Lipold gesammelten Brachiopoden hat ergeben, dass man es ausschliesslich mit Formen zu thun habe, welche am Hierlatzberg auftreten [1]). Damit war das Vorkommen von Hierlatzschichten am Weg zur Kratz-Alpe erwiesen.

Später hat die Kratz-Alpe Stur's Aufmerksamkeit auf sich gezogen, für dessen Studien über den stratigraphischen Umfang der in Hierlatzfacies entwickelten Liassedimente diese fossilreiche Localität Bedeutung erlangte. In einer Tabelle der Fauna des Hierlatzkalkes in Stur's „Geologie der Steiermark" [2]) erscheint die Kratz-Alpe mit 55 Arten als der zweite Hauptfundort für Hierlatzversteinerungen.

Stur war es auch, der zuerst darauf hinwies, dass sich die Hierlatzkalke der Kratz-Alpe durch graue Färbung von den Gesteinen des Hierlatzberges petrographisch unterscheiden.

Lipold's und Stur's Beobachtungen beschränkten sich auf die Kratz-Alpe und den Abhang der Kratzspitze gegen Golling; erst die Herren Dr. A. Bittner und G. Geyer haben die Liasvorkommnisse des nordöstlichen Hagengebirges in ihrer Gesammtheit berücksichtigt

Herr Dr. Bittner nimmt in seinen Berichten über die Aufnahme des Blattes Hallein—Berchtesgaden wiederholt Bezug auf diese Bildungen [3]). Am eingehendsten hat sich bisher Herr G. Geyer in seiner Arbeit „Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten" [4]) mit ihnen befasst. Es wird sich im Laufe der folgenden Darstellung wiederholt Gelegenheit bieten, auf die letztgenannten Publicationen, insbesondere diejenige Geyer's, zurückzukommen.

I. Stratigraphie.

Als Basis des Lias erscheinen innerhalb des untersuchten Gebietes überall gebankte, local an Megalodonten und Korallen reiche Dachsteinkalke. An bestimmbaren Fossilien liegen mir aus diesen Schichten lediglich einige, in Blöcken gefundene Stücke von *Halorella amphitoma Bittner* vor. Das Rhät konnte nicht nachgewiesen werden, doch ist zu bemerken, dass Herr Dr. Bittner (Verhandlungen 1884,

[1]) Jahrb. d. geol. R.-A. III. Bd., II. Heft, pag. 171.
[2]) pag. 441.
[3]) Verhdlg. d. geol. R.-A. 1884, pag. 79, 80, 361.
[4]) Jahrb. d. geol. R.-A. 1886, pag. 275 ff.

pag. 79) im Hagengebirge „rothe Zwischenlagen von Starhemberger Typus mit Auswitterungen von *Rissoa alpina*“ beobachtet hat.

Die nördliche und nordöstliche Abdachung des Hagengebirges besteht ausschliesslich aus geschichteten Dachsteinkalken. Nach Süden und Westen hin erhebt sich das Gebirge mehr und mehr und zugleich werden, wie Geyer [1]) hervorhebt, die gebankten Megalodontenkalke abgelöst durch ungeschichteten Riffkalk. Der Lias ist dementsprechend in der Hochregion dem Riffkalk, in den tieferen Gebieten dem geschichteten Dachsteinkalk aufgelagert.

Geyer hat die Lipold'sche Gliederung des Lias der Kratz-Alpe weiter ausgestaltet und

4. Graue Liasmergel
3. Rothe Plattenkalke (Adnether Schichten)
2. Hierlatz-Crinoidenkalke
1. Graue, ziegelroth gestriemte, fossilreiche Kalke

unterschieden [2]).

I. Hierlatzschichten.

Auf dem Dachsteinkalk der Kratz-Alpe liegt eine circa 10 *m* mächtige, der oberen Abtheilung des unteren Lias angehörende Serie von Kalkbänken. Tiefere liasische Horizonte sind nicht nachweisbar.

Dieser Schichtcomplex besteht aus zwei, ungefähr gleich mächtigen, petrographisch verschiedenen, faunistisch aber gleichen Gliedern.

Das tiefere ist als grauer, fossilreicher Kalk entwickelt und entspricht dem „grauen Hierlatzkalk“ Stur's. Die höhere Abtheilung wird durch typische, rothe Hierlatz-Crinoidenkalke gebildet.

Es folgt also wie an zahlreichen anderen Punkten der nördlichen Kalkalpen, so auch im Hagengebirge, die obere Abtheilung des unteren Lias direct auf Dachsteinkalk und eine Abweichung besteht hier nur insofern, als die an der Basis der Hierlatz-Crinoidenkalke auftretenden grauen Kalke bereits dem Lias zugetheilt werden müssen, während in den meisten anderen Gebieten ein derartiger Nachweis nicht erbracht wurde.

a) Grauer Hierlatzkalk.

Dieses Gestein ist in der Regel crinoidenfrei und gleicht dem Dachsteinkalk vollkommen: graue Crinoidenkalke finden sich nur local. Auf der Kratz-Alpe sind fossilführende Partien von zahlreichen, wohl Kluftausfüllungen darstellenden Kalkspathadern durchsetzt. An mehreren Punkten beobachtete ich Breccien aus rothen und grauen Gesteinsbrocken, die durch eine rothe Ausfüllungsmasse verklebt sind.

Faunistisch sind die grauen Hierlatzkalke, wie erwähnt, durch Lipold und Stur bekannt geworden; wenig berücksichtigt wurde bisher eine wesentliche, petrographische Eigenthümlichkeit derselben: ich meine das Auftreten rother Schmitzen in denselben.

[1]) L. c. pag 274.
[2]) L. c. pag. 275.

Nur Herr G e y e r hat beobachtet, dass diese Kalke „ziegelroth gestriemt“ seien, ohne jedoch auf diesen Umstand näher einzugehen.

Es sind nun aber ohne Zweifel diese „ziegelrothen Striemen“ der grauen Hierlatzkalke vollkommen identisch mit jenen „rothen Schmitzen“ des Dachsteinkalkes, welche seit längerer Zeit bekannt sind und wiederholt beschrieben wurden. Die Erscheinung ist, in Kürze dargestellt, die folgende: Im grauen Gestein verlaufen nach den verschiedensten Richtungen rothe, oft mehrfach verästelte Streifen, deren Breite zwischen wenigen *cm* und einigen *dm* schwankt; die Grenze der rothen Gesteinspartien gegenüber den grauen ist in der Regel nicht verschwommen, sondern völlig scharf markirt.

Hier muss eingeschaltet werden, dass, abgesehen von diesen rothen Schmitzen, häufig auch dünne, r o t h e Z w i s c h e n l a g e n auftreten. Die Gesteinsmasse der Schmitzen und Zwischenlagen ist meist ein dichter, dunkelrother, thonhaltiger Kalk, seltener rother Crinoidenkalk.

Nun aber könnte die Frage entstehen, ob die schmitzenführenden grauen Kalke nicht etwa doch dem Dachsteinkalk angehören.

Diesbezüglich muss allerdings eingeräumt werden, dass bei der petrographischen Aehnlichkeit von unterem Lias und Dachsteinkalk eine Verwechslung dieser beiden Niveaux nahe liegt. Die Scheidung derselben bietet insbesondere auf dem Abhang der Kratzspitze gegen Golling sehr bedeutende Schwierigkeiten, weil das Hangende der grauen Hierlatzkalke gerade auf den vom Weg durchkreuzten Strecken zum grössten Theil der Denudation anheimgefallen ist und man daher auf weite Distanzen nur graue Kalke antrifft, von denen es ungewiss ist, ob sie die tieferen Schichten des Hierlatzkalkes oder die höchsten Bänke des Dachsteinkalkes repräsentiren. Ein mit den localen Verhältnissen nicht sehr vertrauter Beobachter wird daher die grauen, von zahllosen, rothen Schmitzen durchschwärmten Kalke unbekümmert dem Dachsteinkalke zutheilen, umsomehr, als hie und da in Gesteinspartien, die von Megalodonten erfüllt sind, die gleichen rothen Streifen beobachtbar sind.

Dass jedoch eine solche Meinung den thatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechen würde, das ergibt sich aus einer Reihe von Beobachtungen.

Auf der Kratz-Alpe sind die grauen Hierlatzkalke gut aufgeschlossen. Es ist ihre Ueberlagerung durch rothe Hierlatz-Crinoidenkalke klar zu erkennen und die Schmitzen sind dort sicher zu constatiren. Hat ja doch auch G e y e r an d i e s e r Stelle „ziegelrothe Striemen“ gesehen.

Die Identität der rothgestriemten Kalke mit den längst bekannten „grauen Hierlatzkalken“ folgt überdies aus der Auffindung einer grösseren Anzahl von Hierlatzbrachiopoden. Meine Sammlung stammt zum grösseren Theile aus den grauen Gesteinspartien, doch glückte es auch, in den Schmitzen dreier verschiedener Bänke Brachiopoden aufzufinden. Die beiden Lager enthalten gleiche Arten (siehe die folgende Fossilliste).

Es darf also das Vorkommen rother Schmitzen in den grauen Hierlatzkalken als erwiesen angesehen werden.

Eine andere Frage ist, ob diese rothen Schmitzen auf den grauen Hierlatzkalk beschränkt sind, oder ob sie auch im Dachsteinkalk vorkommen. Es lässt sich mit ziemlicher Bestimmtheit behaupten, dass die rothen Schmitzen eine dem Dachsteinkalk und dem grauen Hierlatzkalk gemeinsame Erscheinung darstellen. Hiezu ist jedoch Folgendes zu bemerken:

Die palaeontologischen Behelfe, welche mangels durchgreifender petrographischer Charaktere allein eine Trennung von Lias und Dachsteinkalk ermöglichen, sind sehr prekärer Natur. Im Dachsteinkalk finden sich bekanntlich ausser Megalodonten in der Regel keine Versteinerungen, die Megalodonten sind aber notorisch nicht auf den Dachsteinkalk beschränkt, sondern sie reichen, wie z. B. v. Tausch [1]) gezeigt hat, in den Lias hinauf. Specifische Verschiedenheiten der liasischen Megalodonten gegenüber denen des Dachsteinkalkes können bei dem schlechten Erhaltungszustand dieser fossilen Reste nicht verwerthet werden. Im grauen Hierlatzkalk dagegen sind Brachiopoden gar nicht selten und man findet daher entweder keine bezeichnenden Fossilien, oder aber Liasversteinerungen. Es lässt sich also im einzelnen Fall höchstens das Nichtvorhandensein, nicht aber das Vorhandensein des Dachsteinkalkes mit Sicherheit nachweisen.

Trotzdem ist die Annahme nicht unbegründet, dass diejenigen rothgestriemten Kalke, welche Megalodonten führen, dem Dachsteinkalk angehören. Ich habe nämlich nirgends Megalodonten zusammen mit Liasversteinerungen gefunden, und es scheint demnach, dass die Megalodonten im Lias des Hagengebirges mindestens sehr selten sind.

Wenn daher am Weg zur Kratz-Alpe in megalodontenführenden Gesteinen rothe Schmitzen beobachtet wurden, so ist die Annahme, dass diese schmitzenführenden Kalke nicht liasisch seien, jedenfalls berechtigt.

In den meisten Fällen jedoch hat eine genauere Untersuchung megalodontenfreier, rothgestriemter Kalke zur Auffindung unterliasischer Brachiopoden geführt; der untere Lias dürfte also an Schmitzen reicher sein als der Dachsteinkalk.

Inwieweit das Vorangehende für die Beurtheilung der Lagerungsverhältnisse des Lias von Bedeutung ist, möge erst in einem späteren Abschnitt besprochen werden.

Die im grauen Hierlatzkalk der Kratz-Alpe aufgesammelten Brachiopoden gehören folgenden Arten an:

a) Graue Gesteinspartieen:

Terebratula punctata Sow. (?) Jugendformen. 2 St
Waldheimia stapia Opp. 16 St.
„ *Engelhardi Opp.* 20 St.
„ *Ewaldi Opp.* 2 St.

[1]) „Zur Kenntniss der Fauna der ‚Grauen Kalke‘ der Südalpen.“ Abhandlungen d. geol. R.-A., Bd. XV, Heft 2.

Waldheimia mutabilis Opp, an *W. cornuta Sow.* erinnernde Varietät. 5 St.
Waldheimia mutabilis Opp., typische Form. 18 St.
Speriferina alpina Opp. Sehr häufig.
„ *angulata Opp.* 2 St.
„ *obtusa Opp.* 1 St.
„ *brevirostris Opp.* 2 St.
Rhynchonella Cartieri Opp. 4 St.
„ *plicatissima Qu.* 14 St.

b) Rothe Schmitzen:

Waldheimia stapia Opp. 5 St.
„ *Engelhardi Opp.* 2 St.
„ *cf. Engelhardi Opp.* 1 St.
„ *cf. Furlana v. Zitt.* 1 St.
Rhynchonella Fraasi Opp. 8 St.
„ *latifrons Stur.* 1 St.
„ *variabilis Schloth.* 3 St.
„ *Albertii Opp.* 1 St.
„ *plicatissima Qu.* 1 St.
Spiriferina alpina Opp. 6 St.
„ *obtusa Opp.* 1 St.

Am Weg zur Kratz-Alpe wurden in anstehendem, grauem Hierlatzkalk an mehreren Stellen zusammen aufgefunden:

Phylloceras Partschi (?) Stur 1 St.
Oxynoticeras spec. ind. 1 St.
Avicula spec. ind. 1 St.
Pecten subreticulatus Stol. 5 St.
Waldheimia mutabilis Opp. 11 St.
„ *Engelhardi Opp.* 3 St.
„ *cf. Engelhardi Opp.* 2 St.
„ *Ewaldi Opp.* 2 St.
„ *alpina Geyer.* 4 St.
„ *Furlana v. Zitt.* 6 St.
„ *cf. Furlana v. Zitt.* 2 St.
Rhynchonella plicatissima Qu. 4 St.
„ *Fraasi Opp.* 8 St.
„ *polyptycha Opp.* 3 St.
„ *Cartieri Opp.* 1 St.
„ *variabilis Schl.* 9 St.
„ *Albertii Opp.* 4 St.
„ *Greppini Opp.* 7 St.
„ *Greppini Opp. varietas rimata* 7 St.
Spiriferina alpina Opp. 1 St.
„ *cf. alpina Opp.* 1 St.
„ *obtusa Opp.* 3 St.
„ *angulata Opp.* 1 St.

Mehrere Blöcke grauen Hierlatzkalkes enthielten zusammen folgende Arten:

Phylloceras cylindricum Sow. 1 St.
Neritopsis elegantissima Hoern. 1 St.
Rimula cf. austriaca Hoern. 1 St.
Terebratula cerasulum v. Zitt. 36 St.
Waldheimia stapia Opp. 4 St.
„ *Engelhardi Opp.* 1 St.
„ *Apenninica v. Zitt.* 6 St.
Rhynchonella Albertii Opp. 1 St.
„ *Gümbeli Opp.* 1 St.
„ *Cartieri Opp.* 9 St.
Spiriferina alpina Opp. 4 St.

Nach der vorangehenden Fossilliste zu urtheilen, überwiegen innerhalb der Fauna der grauen Hierlatzkalke die Brachiopoden gegenüber anderen Thierklassen ganz ausserordentlich. Dass jedoch Cephalopoden, Gastropoden und Bivalven nicht so selten sind, wie es nach meinen eigenen Sammlungsresultaten den Anschein hat, geht aus der von Stur mitgetheilten Tabelle hervor, in welcher von der Kratz-Alpe 14 Cephalopoden-, 20 Gastropoden- und 10 Bivalvenarten neben 11 Brachiopodenformen citirt werden.

b) Rother Hierlatz-Crinoidenkalk.

Auf den grauen Hierlatzkalken der Kratz-Alpe liegen concordant rothe Hierlatz-Crinoidenkalke. Diese Gesteine bestehen fast lediglich aus Zerreibseln von Crinoidenstielen, nur an wenigen Punkten (Hiefl-Alpe) kommen crinoidenarme Partien vor. Auf der Kratz-Alpe führt die oberste Bank, auf welcher die Alphütte steht, in einer grauen Zwischenlage zahlreiche Brachiopoden. Im Uebrigen sind die rothen Hierlatzkalke viel ärmer an Versteinerungen als die grauen. Thonreiche Partien in Form von Schmitzen wurden in seltenen Fällen auf dem Abhange der Kratzspitze, auf der Kratz-Alpe und der Hiefl-Alpe beobachtet.

Hervorzuheben ist, dass die beiden petrographisch verschiedenen Glieder des Hierlatzkalkes auf der Kratz-Alpe vollkommen scharf getrennt sind und nicht in einander übergehen.

Aufgesammelt wurden in den rothen Hierlatz-Crinoidenkalken:

Phylloceras cylindricum Sow. 1 St.
Discohelix orbis Reuss Stol. spec. 1 St.
Terebratula Beyrichi Opp. Ueber 70 St.
Waldheimia stapia Opp. 7 St.
„ *mutabilis Opp.* 12 St.
„ *mutabilis*, an *W. cornuta Sow.* erinnernde Varietät. 24 St.
Waldheimia spec. aff. W. Choffati Haas 8 St.

Waldheimia cf. Apenninica v. Zitt. 1 St.
„ *Engelhardi Opp.* 14 St.
„ *spec. indet. Geyer* „Brachiopoden des Hierlatz“, Abhandl. d. geol. R.-A., Bd. XV, Taf. IV, Fig. 15. 1 St.
Rhynchonella plicatissima Qu. 36 St.
„ *Cartieri Opp.* 13 St
Spiriferina alpina Opp. 15 St.
„ *brevirostris Opp.* 1 St.
„ *angulata Opp.* 7 St.
„ *cf. rostrata Schloth.* 2 St.
„ *cf. Gümbeli Neum.* 1 St.

Vergleicht man die in den beiden Abtheilungen des Hierlatzkalkes gesammelten Faunen, so ergibt sich, dass wesentliche Verschiedenheiten zwischen denselben nicht bestehen; die beiden petrographisch verschiedenen Glieder müssen demnach stratigraphisch als ein Niveau aufgefasst werden. Massgebend ist in dieser Hinsicht die den beiden Gesteinsvarietäten gemeinsame, für die obere Abtheilung des unteren alpinen Lias charakteristische Cephalopodenart *Phylloceras cylindricum Sow.* *Terebratula Beyrichi* wurde in den Hierlatz-Crinoidenkalken sehr häufig, in den grauen Hierlatzkalken dagegen gar nicht gefunden; dies ist jedoch kaum von Bedeutung, denn es handelt sich nur um eine locale Anhäufung von Resten einer Art, welche im Uebrigen in beiden Gliedern des Hierlatzkalkes sehr selten zu sein scheint.

Zu denjenigen Localitäten, an welchen der untere Lias entwickelt ist, gehört neben der Kratz-Alpe und dem Abhang der Kratzspitze auch die Hiefl-Alpe.

An diesem letzteren Punkte konnten die grauen Hierlatzkalke durch Fossilien nicht nachgewiesen werden. Als Liegendes rother Hierlatz-Crinoidenkalke erscheinen, durch keine deutliche Schichtgrenze geschieden, graue Kalke mit linsenförmigen, rothen Einlagerungen und spärlichen, grossen Megalodonten. Die enge Verbindung dieser grauen Kalke mit ihrem Hangenden legt die Vermuthung nahe, dass sie den grauen Hierlatzkalken der Kratz-Alpe entsprechen.

Im Hierlatz-Crinoidenkalke der Hiefl-Alpe wurden gesammelt:

Terebratula Aspasia Men. 2 St.
Waldheimia stapia Opp. 7 St.
„ *mutabilis Opp.* 9 St.
„ *Ewaldi Opp.* 2 St.
„ *Engelhardi Opp.* 11 St.
Rhynchonella Cartieri Opp. 4 St.
„ *Fraasi Opp.* 3 St.
„ *Albertii Opp.* 1 St.
„ *plicatissima Qu.* 6 St.
„ *variabilis Schl.* 1 St.
Spiriferina angulata Opp. 2 St.
Pecten palosus (?) *Stol.* 1 St.

II. Mittlerer Lias.

Während die obere Abtheilung des unteren Lias im nordöstlichen Hagengebirge schon seit mehr als vier Decennien nachgewiesen ist, sind palaeontologische Beweise für das Vorhandensein höherer Etagen bis jetzt noch nicht erbracht worden. Zwar haben Lipold und Geyer beobachtet, dass über den Hierlatzschichten rothe Liaskalke und graue Mergel folgen und es musste demnach eine Vertretung auch jüngerer liasischer Horizonte angenommen werden Allein positive Anhaltspunkte konnten hiefür bisher mangels an Versteinerungen nicht gewonnen werden.

Das Verdienst, eine schärfere Altersbestimmung der rothen Liaskalke ermöglicht zu haben, gebührt Herrn Professor Waagen, der in den Sommermonaten der Jahre 1894 und 1895 am Fusse der Kratzspitze (Thanhausberg) aus Blöcken eine reiche, vorwiegend Cephalopoden enthaltende Fauna aufsammelte. Die Bestimmung, welche von mir unter der Aufsicht meines hochverehrten Lehrers vorgenommen wurde, hat ergeben, dass die Cephalopoden fast ausschliesslich mittelliasische Formen enthielten, deren Erhaltungszustand auf rothe, thon- und crinoidenarme Kalke hinwies; damit erschien das mittelliasische Alter der „rothen Liaskalke" Lipold's als erwiesen. Meine eigenen Untersuchungen haben überdies zur Auffindung sehr zahlreicher, mittelliasischer Cephalopoden im anstehenden, rothen Liaskalk geführt.

Während die Zusammensetzung der Fauna dieser Gesteine vollkommen constant bleibt, indem allgemein Cephalopoden gegenüber den anderen Thierklassen vorwiegen, ist die lithologische Beschaffenheit sehr bedeutenden lokalen Modificationen unterworfen, welche in den meisten für eine petrographische Beschreibung verwerthbaren Merkmalen zum Ausdruck kommen: in der Schichtung, wie im Thongehalt und der Crinoidenführung, endlich auch in der Erhaltungsweise der fossilen Einschlüsse.

Nur die Gesteinsfarbe bildet eine Ausnahme: rothe Kalke besitzen die Oberhand; weisse Crinoidenkalke, röthlich-graue, sowie schwarze Partien, die da und dort mit rothem Kalk eng verbunden sind, besitzen eine sehr geringe Verbreitung.

Sehr wechselnd ist die Schichtung: auf der Kratzalpe, hinter der Hütte, kann sie kaum wahrgenommen werden, an anderen Stellen (z. B. Rennanger Alpe) treten dünne Plattenkalke auf; zwischen beiden Extremen vermitteln aber zahlreiche Uebergänge.

Analoges gilt vom Thongehalt: aus thonarmen Gesteinen leitet eine Reihe von Verbindungsgliedern hin zu thonreichen Felsarten, die, wie schon Wähner[1]) bemerkte, als Adneterkalk bezeichnet werden können. Letzteres gilt insbesondere dann, wenn Knollenkalke sich einstellen, bestehend aus kalkigen, in Thon eingeschlossenen Linsen, welche ein flaseriges Aussehen der Gesteine im Querbruch bewirken.

---

[1]) „Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias." Verhandlungen 1886, pag. 74.

An Crinoidenkalken ist der mittlere Lias meist arm; nur sehr selten (Höllriegel-Alpe) beobachtete ich rothe Crinoidengesteine.

Gut erhaltene Versteinerungen finden sich lediglich in den thonarmen Partien; je mehr aber der Thongehalt zunimmt, um so mehr verschwinden die Kalkschalen. Thonreiche Kalke enthalten überhaupt nur Steinkerne.

Erwähnenswerth ist das Vorkommen von Concretionen aus Brauneisen mit beigemengtem Mangan, welche häufig begleitet sind von ganz vortrefflich erhaltenen Versteinerungen. Nicht uninteressant ist ferner, dass im rothen Kalk des mittleren Lias am Fusse der Kratzspitze scharf umrissene Brocken von grauem und rothem Hierlatz-Crinoidenkalk angetroffen wurden.

Eine weitere bemerkenswerthe Thatsache ist darin zu sehen, dass in diesen röthlichgrau anwitternden Gesteinen des mittleren Lias wiederum ganz dieselben rothen, thonhaltigen Schmitzen auftreten, wie im Dachsteinkalk und Hierlatzkalk. Am besten sind dieselben zu beobachten auf dem Steig, der die Hiefl-Alpe direct mit der Vorderen Schlum-Alpe verbindet. Die rothen Flammen und Streifen, die hier den mittelliasischen Kalk wirr durchkreuzen, bilden ein vollkommenes Analogon zu den grell hervorstechenden, rothen Striemen des grauen Liaskalkes am Weg zur Kratz-Alpe.

Folgender Gesteinswechsel innerhalb der rothen Kalke ist etwas südlich der Fielinger Alphütte zu beobachten:

6. Braunrother, crinoidenarmer Kalk 20—30 *cm.*
5. Grobe Breccie aus grauen Fragmenten mit rothem Bindemittel 40 *cm.*
4. Dünne Lage braunrothen, dichten Kalkes 4—5 *cm.*
3. Braunrother Kalk mit häufigen Brauneisenconcretionen $^1/_2$—$^3/_4$ *m.*
2. Thonhaltige Knollenkalke $1^1/_2$ *m.*
1. Hellrothe Kalke ca. 1 *m.*

Der Umstand, dass die petrographischen Charaktere der mittelliasischen Kalke gesetzmässig nach zwei Gruppen vergesellschaftet sind, ermöglicht es, zwei Gesteinstypen zu unterscheiden: einen dickbankigen, thonarmen Typus mit gut erhaltenen Fossilien und einen zweiten dünnschichtigen, thonreicheren mit schlecht conservirten Versteinerungen.

Der erstere dieser beiden Typen gewährt Anhaltspunkte zu einem Vergleich mit Wähner's[1]) „Bunten Cephalopodenkalken", während der zweite, wie bereits angedeutet, den Adneter Schichten am nächsten steht.

Bie Bezeichnung „Bunte Cephalopodenkalke" hat Herr Dr. Wähner in erster Linie für wohlgeschichtete Gesteine der tiefsten Zonen des alpinen Lias gewählt, welche von den Hierlatzkalken insbesondere durch Häufigkeit der Cephalopoden, von den Adneter Schichten hauptsächlich durch Thonarmuth und besseren Erhaltungszustand der Fossilien abweichen.

[1]) „Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias". Verhandlungen 1886, pag. 169 ff.

Die „Bunten Cephalopodenkalke“ sind also thonarm und führen gut erhaltene Versteinerungen, nämlich vorwiegend Cephalopoden, seltener Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden. Ihre Farbe wechselt zwischen grau, bunt, rostgelb, braun und roth.

Hier ist allein die rothe Modification von Interesse.

Zu dieser rechnet Wähner aus petrographischen Gründen (bedeutende Mächtigkeit der Bänke, Häufigkeit von Manganconcretionen, geringer Thongehalt) auch gewisse rothe Kalke, welche neben Hierlatzkalken auf den Dachsteinkalkplateaux vorkommen, während faunistisch diese Zugehörigkeit meist nicht nachweisbar ist.

Es kann nun keinem Zweifel unterliegen, dass diesen Plateaukalken der erste der beiden oben beschriebenen, mittelliasischen Gesteinstypen entspricht. Die reiche Cephalopodenführung der rothen Plateaukalke des Hagengebirges lässt aber eine Zurechnung der letzteren zu den „Bunten Cephalopodenkalken“ auch aus faunistischen Gründen als gerechtfertigt erscheinen.

Wir kommen also zu dem Resultat, dass die mittelliasischen Kalke des Hagengebirges ein Verbindungsglied zwischen „Bunten Cephalopodenkalken“ und Adneter Schichten darstellen. Im Folgenden mögen sie kurz als „Rothe Cephalopodenkalke“ bezeichnet werden.

In palaeontologischer Hinsicht bilden die rothen Cephalopodenkalke das interessanteste Glied der liasischen Serie.

Der grösste Theil der von Herrn Professor Waagen aufgesammelten Cephalopodenfauna stimmt mit Formen überein, welche Herr Geyer aus den Margaritatusschichten des Schafbergs beschrieben hat[1]). Insbesondere kehrt das charakteristische Leitfossil der oberen Abtheilung des mittleren Lias, *Amaltheus margaritatus Montf.*, im Hagengebirge wieder.

Daneben finden sich aber einige Arten, welche auf eine Vertretung der am Schafberg nicht nachgewiesenen, unteren Abtheilung des mittleren Lias hinweisen. Hier ist zunächst ein sehr gut erhaltenes, typisches Exemplar von *Aegoceras armatum Sow.* zu nennen, welches mit den Abbildungen Fig. 9—13, Tafel L, in Reynès' „Monographie des Ammonites“ vollkommen übereinstimmt und darauf hinweist, dass die rothen Cephalopodenkalke tiefsten mittleren Lias enthalten[2]). Höhere Zonen werden durch ein an *Aegoceras Jamesoni Sow.* erinnerndes Bruchstück und ein *Aegoceras spec. aff. Aeg. Davoei Sow.* angedeutet; die zuletzt genannte Form kommt der Abbildung Fig. 10, Tafel 38, in Quenstedt's „Ammoniten des Schwäbischen Jura“, I. Bd Atlas, sehr nahe.

Eine genauere Fixirung des stratigraphischen Umfanges der rothen Cephalopodenkalke wird erst nach Bearbeitung der vorliegenden reichen Versteinerungsmaterialien möglich sein.

Nachstehend seien die an dem Material des Herrn Professor Waagen vorgenommenen Bestimmungen mitgetheilt und zur Ver-

[1]) „Die Mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinteren Schafbergs“. Abhandlungen d. geol. R.-A. Bd. XV, Heft 4.

[2]) Nach Oppel: „Der Jura“, pag. 155, kommt das echte *Aegoceras armatum* in England (Lyme—Regis) an der Grenze zwischen mittlerem und oberem Lias vor.

vollständigung des Bildes der Fauna auch die vermuthlich neuen Arten angeführt.

Von den Gastropoden weisen nur die mit * bezeichneten Formen durch ihren Erhaltungszustand auf einen Ursprung aus rothen Cephalopodenkalken hin.

Cephalopoda.

Amaltheus margaritatus Montf. 2 St.
Phylloceras Capitanei Cat. 5 St.
„ *Meneghinii Gem.* 16 St.
„ *spec. aff. Ph. Meneghinii Gem.* 1 St.
„ *retroplicatum Geyer.* 5 St
„ *tenuistriatum Men.* 7 St.
„ *cf. tenuistriatum Men.* 1 St.
„ *Partschi Stur.* 1 St.
„ *Partschi (?) Stur.* 2 St.
„ *spec. indet.*
„ *spec. indet.*
Rhacophyllites libertus Gem. 26 St.
„ *eximius v. Hau.* 7 St.
„ *cf. eximius v. Hau.* 3 St.
„ *stella Sow.* 13 St.
Lytoceras Sutneri Geyer. 2 St.
„ *Sutneri (?) Geyer.* 1 St.
„ *Fuggeri Geyer.* 2 St.
„ *spec. aff. Lyt. Fuggeri Geyer.* 1 St.
„ *spec. indet.* 1 St.
„ *spec. indet.* 4 St.
„ *spec. indet.* 2 St.
„ *spec. indet.* 2 St.
„ *spec. indet.* 1 St.
„ *spec. indet.* 1 St.
Ectocentrites spec. indet. 2 St.
Aegoceras striatum Rein. 2 St.
„ *capricornum Schl.* 2 St.
„ *spec. aff. Aeg. Davoei Sow.* 1 St.
„ *cf. Jamesoni Sow.* 1 St.
„ *armatum Sow.* 1 St.
Harpoceras Boscense Reyn. 6 St.
„ *cf. Boscense Reyn.* 2 St.
„ *Fieldingii Reyn.* 5 St.
„ *Algovianum Opp.* 8 St.
„ *retrorsicosta Opp.* 5 St.
„ *Africense Reyn.* 1 St.
„ *spec. aff. Harp. Kurrianum Opp.* 2 St.
„ *spec. indet.*
Nautilus truncatus Sow. 1 St.
„ *spec.* 1 St.

Zusammen 146 St.

Gastropoda.

**Emarginula spec. aff. Em. orthogonia v. Tausch.* 1 St.
**Pleurotomaria cf. intermedia Münst.* 1 St.
* „ *cf. expansa (Sow.) Stol.* 1 St.
„ *cf. foveolata Deslong.* 1 St.
* „ *spec. indet.* 2 St.
* „ *spec. indet.* 1 St.
**Trochotoma striatum Hoern.* 1 St.
Discohelix orbis (Reuss) Stol. 4 St.
„ *spec. aff. D. excavata (Reuss) Stol.* 5 St.
* „ *Reussi Hoern.* 3 St.
**Amberleya alpina Stol. spec.* 9 St.
**Trochus Cupido Orb.* 2 St
* „ *cf. Cupido Orb.* 6 St.
„ *torosus Stol.* 1 St.
* „ *latilabrus Stol.* 14 St.
„ *aciculus Hoern.* 8 St.
„ *cf. lateumbilicatus Orb* 2 St.
**Teinostoma macrostoma Stol. spec.* 4 St.
Neritopsis elegantissima Hoern. 5 St.
**Chemnitzia undulata (Benz.) Stol.* 2 St.
* „ *(Rhabdoconcha Gem.) acutissima Hoern.* 2 St.
* „ „ „ *crenata (?) Stol.* 2 St.
„ „ „ *cf. fistulosa Stol.* 1 St.
* „ „ „ *turgida Stol.* 1 St.

Zusammen 78 St.

Bivalven.

Pecten subreticulatus Stol. 2 St.
„ *Rollei Stol.* 6 St.
„ *spec. aff. P. Rollei Stol.* 1 St.
„ *spec. indet.* 1 St.
„ *spec. indet.* 1 St.
„ *palosus Stol.* 3 St.
Inoceramus spec. ind. 3 St.
Arca spec. ind 2 St.

Zusammen 19 St.

Brachiopoda.

Terebratula Aspasia Men. 20 St.
„ *Adnetica Suess* 32 St.
„ *Gotzanensis Parona* 2 St.
„ *cerasulum v. Zitt.* 4 St.
Waldheimia spec. ind. cf. W. Ewaldi Opp. 11 St.
Speriferina alpina Opp. 2 St.
„ *obtusa Opp.* 3 St.
„ *brevirostris Opp.* 4 St.

Zusammen 78 St.

III. Oberer Lias.

Im Hangenden der rothen Cephalopodenkalke treten die folgenden Gesteine auf:

1. Kieselige Kalke (Rennanger-Alpe).

2. Feine Kalkbreccien mit thonig-kalkigem Bindemittel und geringem Quarzgehalt (Rothwand-Alpe).

3. Dünnplattige Sandsteine aus Quarz, Thon und Glimmer (Rennanger-Alpe).

4. Conglomerate aus Quarzgeröllen (bis Haselnussgrösse) und Geschieben von rothem und grünem, sehr fein zerriebenen Glimmer enthaltendem Thonschiefer (Werfener Schiefer?) mit kalkig-thonigem Bindemittel. Von 100 Gewichtstheilen einer Gesteinsprobe waren 60 in Salzsäure löslich (Rennanger-Alpe).

5. Rothe, von Radiolarien- und Spongiennadeln erfüllte Hornsteine (Fielinger-Alpe).

Fleckenmergel wurden nicht beobachtet.

Der Hauptsache nach handelt es sich bei den genannten Bildungen um klastische Sedimente, welche auf einen Absatz in Küstennähe hindeuten und mit der Grestener Facies des alpinen Lias verglichen werden müssen. Das Alter dieser Gesteine konnte in Folge ihrer Fossilarmuth palaeontologisch nicht festgestellt werden. Aus dem Funde eines grossen Gastropoden (*Pleurotomaria? spec.*) und einiger Belemnitenreste geht nur so viel hervor, dass es sich um marine Ablagerungen handelt.

Man ist daher bei der Beurtheilung der Altersfrage auf die Lagerungsverhältnisse allein angewiesen. Diese sprechen aber entschieden dafür, dass die Sedimentbildung nach Abschluss des mittleren Lias ununterbrochen fortgedauert hat und es müssen demnach die erwähnten klastischen Gesteine in den oberen Lias gestellt werden. Doch ist es möglich, dass der 6—10 *m* mächtige Complex in den Dogger hinaufreicht.

Nur an wenigen Stellen findet man die Sandsteine anstehend vor. Zumeist sind sie von der Vegetation vollkommen verdeckt und werden nur durch nasse Wiesen angedeutet, sei es, dass sie sich noch in ursprünglicher Lagerung befinden oder dass ihre Verwitterungsproducte in Vertiefungen des Reliefs zusammengeschwemmt sind. Die Residuen der Liassandsteine können daher auch direct dem Dachsteinkalk auflagern; hieher gehört das kleine Vorkommen SW vom Rauhkopf.

Der Nachweis mechanischer Sedimente sehr wahrscheinlich liasischen Alters im Hagengebirge ist geeignet, besonderes Interesse zu erregen, weil derartige Bildungen innerhalb der nordöstlichen Alpen bis jetzt nur aus der Nachbarschaft der böhmischen Masse bekannt waren, niemals aber auf der Höhe der Dachsteinkalkplateaux beobachtet wurden.

II. Tektonik und Lagerungsverhältnisse.

Eine der auffallendsten Eigenthümlichkeiten der Liasschichten beruht, wie in anderen Gebieten der nördlichen Kalkalpen, so auch im Hagengebirge, darin, dass sie in sehr verschiedenen Höhen auftreten; man begegnet ihnen nicht allein auf dem Plateau, sondern auch auf den Abhängen desselben, sowie am Rande des Alluviums der Salzach. Analoge Verhältnisse im Dachsteingebirge haben bekanntlich Lipold veranlasst, die Hierlatzschichten als Einlagerungen im Dachsteinkalk aufzufassen. Diese Ansicht wurde jedoch später durch Herrn Professor Suess[1]) auf Grund eingehender Beobachtungen im Dachsteingebirge widerlegt. Aus der Vertheilung der Hierlatzschichten, dem Vorhandensein von zahlreichen Klüften im Dachsteinkalk und endlich der staffelförmigen Gestalt des Gebirges ergab sich, dass dasselbe von zahlreichen bedeutenden Verwerfungen durchschnitten sei, welche im Allgemeinen zwei auf einander senkrechte Richtungen einhalten.

Diese Erklärungsweise findet auch auf das Hagengebirge Anwendung; auch hier sind zwei senkrecht zu einander angeordnete Bruchsysteme erkennbar.

Die gewaltigen Schichtmassen des Dachsteinkalkes fallen von dem ungeschichteten Riff des Hochplateaus weg nach NW, N und NO ganz allmählich ein. Diese ruhige Lagerung erleidet jedoch eine energische Unterbrechung in der Nähe der Peripherie des Gebirgsstockes, indem mit einemmale Staffelbrüche und Flexuren sich einstellen[2]).

Auf einer Linie, welche ungefähr mit dem Nordgrat der Kratzspitze zusammenfällt, beugen sich die Dachsteinkalke nach ONO in die Tiefe, wodurch auch die Liasschichten bis an den Rand des breiten Alluvialgrundes des Salzachthals hinabgelangen. Die Knickung ist aber nicht auf der ganzen Linie mit gleicher Intensität erfolgt.

Sehr schwach nur prägt sie sich im S aus, wo die östlich einfallenden Schichten einen langen Rücken bilden, der sich von der Kratzspitze über den Offenauer Berg allmälig hinabsenkt zum Pass Lueg (vergl. d. Karte). Weiter im N aber verstärkt sich die Knickung zweimal sprungweise, so dass die Contour des Gebirges zweimal knieförmig nach W zurücktritt: vom Pass Lueg zum „Offenauer“ und dann in gleicher Weise vom „Offenauer“ zum Fuss des Thanhausberges. Entsprechend diesem Umstand erreichen die Liasschichten einmal jenseits der Salzach an der Duschenbrücke[3]), dann weiter westlich am Fuss des Offenauer Berges und schliesslich hart am Fuss des Thanhausberges die Ebene.

---

[1]) „Das Dachsteingebirge vom Hallstätter Salzberg bis Schladming im Ennsthal“ in F. v. Hauer's „Geologischen Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino.“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 25. Bd., pag. 307.

[2]) Vergl. Bittner: Verhandlungen 1884, pag. 71 und 361 und Geyer: „Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten“. Jahrbuch 1886, pag. 273 und 275.

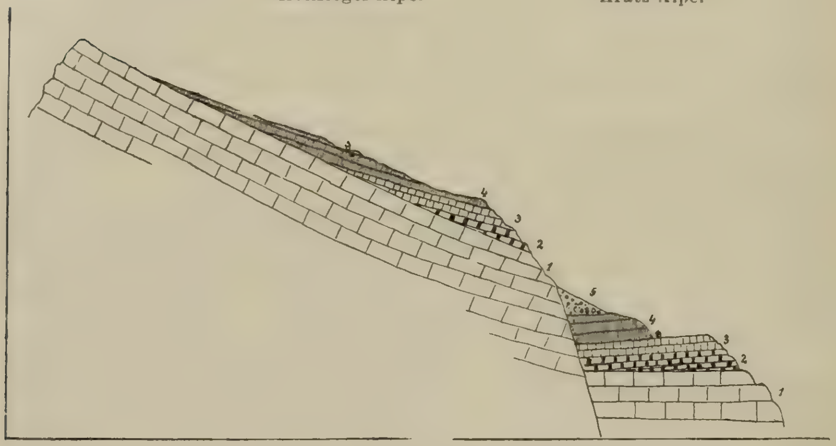
[3]) Bittner: Verhandlungen 1884, pag. 361.

Ein todtes Thal, das sich zwischen Kratzspitze und Offenauer Berg nach S einschneidet, scheint durch secundäre tektonische Vorgänge entstanden zu sein.

Der Nordgrat der Kratzspitze bricht nach W hin in ausserordentlich steilen Wänden gegen ein tiefes Kar ab. Dieses ist ausgekleidet mit rothen Cephalopodenkalken, welche von der Höllriegel-Alpe in vielen kleinen Stufen abgesessen sind. Es scheint, dass gleichsam im Rücken der abgebogenen Scholle ein Nachsinken stattgefunden hat und dass auf diese Weise das Kar entstanden ist.

Intensiver als auf der Ostseite äussern sich die Störungen auf der dem Bluntauthal zugekehrten NW-Seite des Gebirges. Hier ist die Auslösung der Spannungen hauptsächlich durch Staffelbrüche

Fig. 1.



1. Dachsteinkalk.
2. Grauer Hierlatzkalk.
3. Rother Hierlatz-Crinoidenkalk.
4. Mittlerer Lias.
5. Gehängeschutt.

erfolgt, und zwar lassen sich zwei Bruchsysteme erkennen, welche senkrecht zu einander verlaufen. Die durch Bittner nachgewiesene grosse Störungslinie, welche, am Nordfuss des Tennengebirges beginnend, sich durch das Bluntauthal und über das Torrener-Joch in die Berchtesgadener Alpen hinzieht, schneidet das Hagengebirge im Norden ab. Ihr parallel verlaufen zwei untergeordnete Bruchlinien, welche zur Zerreissung der ehemals zusammenhängenden Liasdecke in einzelne Terrassen geführt haben. Nördlich einer Linie, welche vom Rauhkopf nach SW streicht, ist ein breiter Streifen abgesessen, auf welchem die Rennanger-Alpe liegt. In analoger Weise bildet die Kratz-Alpe eine um ca. 100 *m* abgesunkene Staffel, welche ursprünglich das Niveau der Höllriegel-Alpe eingenommen haben muss. (Siehe Fig. 1.)

Oberhalb der Kratz-Alpe trifft man auf dem zur Höllriegel-Alpe führenden Steig eine Serie grauer, rothgestriemter Kalke, welche wohl zum Theil dem grauen Hierlatzkalk angehören. Darüber folgen rothe Crinoidenkalke mit Hierlatzbrachiopoden (*Rhynchonella Cartieri Opp.*, *Rh. plicatissima Qu.*, *Spiriferina spec.*). Ihr Hangendes bilden rothe Cephalopodenkalke.

Ungefähr senkrecht zu diesen drei untereinander parallelen Bruchlinien verlaufen mehrere unbedeutende Störungen. Diese beginnen auf der Rennanger-Alpe als treppenförmige Brüche[1], weiter im W äussern sie sich durch die Bildung eines seichten Grabens, in den die rothen Kalke der Biederer-Alpe als schmaler Streifen eingesenkt sind. Parallel mit diesem schneidet sich die enge Gasse des Beergrabens ein, doch ist hier der Lias fast vollständig denudirt und nur ein kleines, feuchtes Wiesenstück deutet an, dass Spuren zusammengeschwemmter Verwitterungsproducte der Liassandsteine erhalten geblieben sind. Dicht hinter der in diesem Hohlweg verborgenen Grün-Alpe sind prächtige, glattpolirte Harnische zu beobachten. Der Beergraben läuft in einen tiefen, trichterförmigen Kessel aus, in dessen Tiefe ein kleiner See liegt; hier beginnt ein mit Liaskalken ausgekleideter tiefer Graben, der sich bis zur Hiefl-Alpe erstreckt, um dort, am Steilrand des Gebirges, sein Ende zu erreichen.

Auf der Fielinger-Alpe sind Liasreste fast nur in Vertiefungen der unregelmässig verbrochenen Unterlage erhalten geblieben. Andererseits äussert sich gerade in diesen Einsenkungen die Denudationswirkung am schwächsten und die Abtragung der Sandsteine ist hier viel weniger weit vorgeschritten als auf den geneigten Terrassen der Kratz- und Höllriegel-Alpe.

Es möge nunmehr auf die Besprechung der Lagerungsverhältnisse des Lias eingegangen werden.

Wie erwähnt, ist auf der Kratz-Alpe eine Aufeinanderfolge von Dachsteinkalk, Hierlatzschichten und mittlerem Lias zu beobachten. Im Nordabsturz der Höllriegel-Alpe wiederholt sich dieses Profil. Steigt man dagegen über die steilgeneigte, von Alpenrosengebüsch dicht bewachsene Alpe zum Kamm des Gebirges auf, so findet man zwar bis weit hinauf die rothen Cephalopodenkalke meist in dünnen Platten anstehend, von den Hierlatzschichten jedoch ist nichts mehr zu entdecken: die rothen, mittelliasischen Cephalopodenkalke liegen am oberen Rand der Höllriegel-Alpe direct auf Dachsteinkalk!

In das Gebiet dieser Alpe reichen also die Hierlatzschichten noch hinein, indem sie sich unter den rothen Cephalopodenkalken auskeilen. Dagegen sind sie nicht bis zur Rennanger-Alpe vorgedrungen. Dies ist aus den folgenden Beobachtungen zu entnehmen.

Am „Thörl", wo die bereits erwähnten, treppenförmigen Brüche eine mehrmalige Wiederholung der Schichtfolge bedingen, treten als Liegendes schwach nach O einfallende, graue, dickbankige Kalke mit Megalodonten auf. Die Oberfläche der hangendsten Bank ist inkrustirt mit einer Breccie aus grauen, mit rother, thoniger Masse verklebten Kalkbrocken. Im Uebrigen ist das Gestein gleichmässig grau und dicht,

[1]) Vergl. G. Geyer: „Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten", pag. 276.

ohne Anzeichen von rothen Schmitzen oder Crinoidenresten: es muss als Dachsteinkalk angesehen werden, da ihm die Merkmale des grauen Hierlatzkalkes fehlen.

Darüber folgt concordant ein rother, geschichteter Kalk von ca. 8 *m* Mächtigkeit. dessen petrographischer Habitus durch die ganze Serie der Bänke hindurch nahezu vollkommen der gleiche bleibt. Crinoidenführung und Thongehalt sind gleichmässig gering, die Farbe wechselt nur unbedeutend.

Es ist insbesondere zu betonen, dass in keiner der Bänke ein Gestein auftritt, welches auch nur annähernd an die Hierlatzkalke der Kratz-Alpe erinnern würde; der ganze Complex zeigt vielmehr die lithologische Beschaffenheit der rothen Cephalopodenkalke.

Schon aus petrographischen Gründen müsste also angenommen werden, dass die Hierlatzschichten fehlen. Noch bestimmter geht dies aus meinen Fossilfunden hervor.

Zunächst habe ich etwas östlich vom „Thörl" in thonigen, der mittelliasischen Serie eingeschalteten Knollenkalken ein typisches *Harpoceras Boscense Regn.* aufgefunden, welche Art zu den bezeichnendsten Versteinerngen des mittleren, alpinen Lias gehört. Ausserdem wurden am Ostrand der Rennanger-Alpe in der tiefsten Bank der rothen Kalke ein gut erhaltenes, sicher bestimmbares Exemplar von *Harpoceras retrorsicosta Opp.*, ein Bruchstück von *Phylloceras Meneghinii Gem.*, sowie ein solches von *Aegoceras spec. ex affin. Aeg. Davoei Sow.* aufgefunden.

Das Vorkommen dieser für den mittleren Lias charakteristischen Cephalopoden an der Basis sowohl wie in höheren Schichten der rothen Kalke, bildet einen sicheren Beweis dafür, dass diese unteren Lias nicht enthalten.

Dem scheint nun zu widersprechen, dass Herr Hofrath von Hauer in seinem Werk „Ueber die Cephalopoden aus dem Lias der nördlichen Alpen" [1]) von der Rennanger-Alpe lediglich ober- und unterliasische Arten anführt.

Es sind dies:

Arietites ceras Gieb.
Aegoceras planicostatus Sow.
Aegoceras Birchi Sow.
Phylloceras heterophylum Sow.
Phylloceras mimatense Orb.

Die Besichtigung des von der Rennanger-Alpe stammenden, in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt befindlichen Materials ergab, dass es sich fast ausschliesslich um Steinkerne handelt, welche eine sichere specifische Bestimmung nicht zulassen und daher auch für stratigraphische Zwecke nicht verwerthbar sind.

Aegoceras planicostatus wurde nicht vorgefunden und muss daher unberücksichtigt bleiben.

---

[1]) Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, II. Band, pag. 79 und 80.

Bestimmbar ist nur eine einzige Art, welche auf der Museums-Etiquette als *Phylloceras mimatense* bezeichnet, in Wirklichkeit aber mit *Rhacophyllites libertus Gem.* identisch ist [1]). Diese Form wurde auf dem Schafberg, in den rothen Cephalopodenkalken des Hagengebirges und an anderen Localitäten des mittleren, mediterranen Lias aufgefunden.

Aus all'dem ist zu entnehmen, dass der untere Lias auf der Rennanger-Alpe nicht entwickelt ist. Dasselbe gilt von der Fielinger-, Biederer- und Rothwand-Alpe.

Südöstlich unter dem Rauhkopf liegen in einer Terrainmulde auf sanft nach NW einfallenden, rothe „Scherben" führenden Dachsteinkalken mehrere Bänke rother Liaskalke, welche, von Sandsteinen bedeckt, an eine SW—NO verlaufende Bruchwand anstossen. Die rothen Kalke sind von den mittelliasischen Gesteinen der Kratz-Alpe kaum zu unterscheiden. An Fossilien enthalten sie in ihrer tiefsten Bank zahlreiche Ammoniten, unter denen jedoch leider kein einziges bestimmbares Stück vorgefunden wurde. Hier liegen also rothe Cephalopodenkalke, welche den mittelliasischen Kalken der Kratz-Alpe ausserordentlich ähnlich sind, auf Dachsteinkalk. Hieraus darf der Schluss gezogen werden, dass auch auf der Fielinger-Alpe der untere Lias fehlt.

Die gleichen stratigraphischen Verhältnisse herrschen auf der Rothwand-Alpe. Hier ist dies wieder durch Fossilien nachweisbar. In rothen, direct auf Dachsteinkalk liegenden Kalken sammelte ich ein *Harpoceras Algovianum Opp.* und mehrere Stücke von *Phylloceras Meneghinii Gem.*

Ueberdies befinden sich im Museum der geologischen Reichsanstalt zwei mittelliasische Cephalopoden (*Rhacophyllites eximius v. Hau.* und *Rh. libertus Gem.*), deren als „Rothe Wand unterhalb Rennanger-Alpe" bezeichneter Fundort auf die Rothe Wand-Alpe hindeutet.

Fassen wir nun die auf die Verbreitung des unteren und mittleren Lias bezüglichen Beobachtungen zusammen, so sehen wir, dass die Hierlatzschichten nur an der Peripherie des Dachsteinkalkmassivs, nämlich auf dem NO-Abhang der Kratzspitze, auf der Kratz- und Höllriegel-Alpe, endlich noch auf der Hiefl-Alpe zur Entwicklung gelangt sind [2]). Allen übrigen Liasvorkommnissen fehlen sowohl die Gesteine als die Fossilien des unteren Lias; diese letzteren Vorkommnisse treten aber alle mehr oder weniger vom Rand des Gebirges zurück und nähern sich dem eigentlichen Hochplateau. In dem Masse nun, wie die Liaskalke der Höhe zustreben, nimmt ihre Mächtigkeit ab; auf der Kratz-Alpe dürfte die Gesammtheit derselben 20 *m* umfassen, die rothen Cephalopodenkalke am „Thörl" messen sicherlich nicht mehr als 10 *m*, noch stärker reducirt erscheint der mittlere Lias der Fielinger-Alpe.

---

[1]) Vergl. Geyer: „Mittelliasische Cephalopoden des Schafberges." Abhandlungen XV, pag. 49.

[2]) Das Gleiche gilt wohl von dem kleinen Vorkommen am Fuss des Offenauer Berges, wo rothe Crinoidenkalke beobachtet wurden. Doch habe ich in denselben keine Fossilien gefunden und deshalb von einer Ausscheidung des unteren Lias auf der Karte abgesehen.

Dieses allmälige Abnehmen der rothen Cephalopodenkalke hängt offenbar damit zusammen, dass die tieferen Bänke derselben ganz ebenso nach oben hin sich auskeilen, wie dies bei den Hierlatzschichten der Fall ist. Man wird daher die tieferen Zonen des mittleren Lias umso weniger antreffen, je höher man auf das Plateau hinaufgeht und die stratigraphische Lücke zwischen dem Dachsteinkalk und seinem Hangenden wird sich in Folge des Verschwindens von immer mehr und mehr liasischen Horizonten successive vergrössern. Dass diese Vermuthung nicht unbegründet ist, erhellt aus dem Folgenden: Am Fuss der Kratzspitze hat Herr Professor Waagen in den rothen Cephalopodenkalken ein *Aegoceras armatum* gefunden, eine Art, die der Grenzregion des mittleren gegen den unteren Lias angehört. Auf der Rennanger-Alpe dagegen fand ich in der liegendsten Bank der rothen Cephalopodenkalke eine dem *Aegoceras Davoei* sehr nahestehende Form. Es scheint demnach, dass an dem letztgenannten Punkte die tieferen Horizonte des mittleren Lias fehlen.

Ist es richtig, dass in den höher gelegenen Liasgebieten des nordöstlichen Hagengebirges die Hierlatzschichten fehlen, so muss dies umso mehr innerhalb des Hochplateaus der Fall sein. Letzteres wird nun thatsächlich durch das Folgende bestätigt.

Herr Geheimrath von Zittel hat am Fagstein (östlich der Gotzen-Alpe), welcher bereits der Rifffacies des Dachsteinkalkes angehört, eine artenreiche Fauna aufgesammelt, die ohne Zweifel mittelliasisch ist. Ich verdanke es der Güte des Herrn Dr. Pompeckj, folgendes Verzeichniss dieser Formen anführen zu können:

Atractites sp.
Harpoceras cf. Africense Reyn.
„ *Boscense Reyn.*
„ *cf. Algovianum Opp.*
„ *pectinatum Men.*
„ *sp. indet.*
Amphiceras cf. aegoceroide Gem.
Aegoceras cf. adnethicum v. Hau.
Lytoceras cf. Sutneri Gey.
„ *ovimontanum Gey.*
„ *cf. Fuggeri Gey.*
Phylloceras frondosum Reyn.
„ *planispira Reyn.*
„ *cf. retroplicatum Gey.*
„ *cf. Lavizzari v. Hau.*
„ *(Rhacophyllites) eximium v. Hau.*
„ „ *libertum Gem.*
Chemnitzia cf. crenata Stol.
Neritopsis cf. elegantissima Hörn.
Trochus spec.
Pleurotomaria princeps Stol.
„ *Suessi Hörn.*
„ *heliciformis Stol.*
„ *cf. coarctata Stol.*

„ *cf. Hierlatzensis Stol.*
„ *anglica (Sow.) Stol.*
„ *sp. indet.*
Discohelix cf. Reussi Stol.
Hippopodium Partschi.

Das Fehlen der Hierlatzschichten in der Hochregion des Hagengebirges dürfte nach dem Vorangehenden als erwiesen zu betrachten sein. Dies legt sofort die Vermuthung nahe, dass auf den dem Hagengebirge benachbarten Dachsteinkalkplateaux die gleiche Erscheinung herrsche. Herr Dr. Schlosser in München hatte nun die Güte, mir seine Erfahrungen über das Berchtesgadener Gebiet mitzutheilen; diese gehen dahin, dass in der Hochregion der untere Lias nirgends mit Sicherheit bekannt sei. Die Uebereinstimmung der Beobachtungen des Herrn Dr. Schlosser mit den Resultaten meiner Untersuchungen leuchtet ohne weiteres ein.

Hier ist nun ferner eine Bemerkung in v. Gümbel's „Bayrischem Alpengebirge", pag. 464, von hohem Interesse. Herr Prof. v. Gümbel gelangte „wegen des Vorherrschens der lichtrothen Liaskalke mit fast ausschliesslichen Ueberresten der mittleren Liasabtheilung" im östlichen Gebiete der bayrischen Alpen zu dem Ergebniss, dass hier „der untere Lias nur schwach vertreten und auf ein Minimum beschränkt sei". Dies scheint mir darauf hinzudeuten, dass der mittlere Lias, wie im Hagengebirge, so auch in anderen Theilen der nördlichen Kalkalpen über den unteren Lias hinausgreift.

Die bemerkenswerthe Erscheinung, dass die Etagen des Lias, je jünger sie sind, umso höher auf das Plateau des Hagengebirges hinaufreichen, ist wohl nur damit auf natürliche Weise zu erklären, dass man annimmt, die Ablagerung des Lias sei mit einer positiven Strandverschiebung zusammengefallen. Das Meer kann zur Zeit der unteren Abtheilung des Lias nur den Rand des Riffes bespült haben. Während des mittleren Lias ist der Strand mehr und mehr gegen die Höhe des Kalkstockes hin vorgerückt und schliesslich wurde dieser wohl ganz überfluthet.

Man könnte nun allerdings annehmen, dass gleichzeitig mit der Ablagerung der Hierlatzschichten an den tieferen Randpartien des submarinen Riffes, in seichterem Wasser Megalodontenkalk und Riffkalk gebildet worden wären; es könnte also der oben angeführten Deutung die Möglichkeit eines Facieswechsels zwischen Hierlatzschichten, Megalodontenkalk und Riffkalk entgegengehalten werden. Dem gegenüber muss betont werden, dass nirgends ein Gestein auftritt. welches Uebergänge aus Hierlatzkalk in Dachsteinkalk zeigen würde. Es sprechen aber, wie später gezeigt werden wird, auch noch andere Umstände gegen einen solchen Facieswechsel, so dass kein Grund vorliegt, an der transgressiven Lagerung der Liaskalke zu zweifeln.

Hieraus dürfen aber weitere Schlüsse über die Entstehungsweise der Liaskalke abgeleitet werden. Es leuchtet ohne Weiteres ein, dass diese Gesteine nicht pelagischen Ursprungs sein

können. Vielmehr sind offenbar sowohl die Hierlatzkalke als die rothen Cephalopodenkalke an einer felsigen Küste in nicht sehr bedeutender Meerestiefe abgesetzt worden und die rothe Färbung rührt davon her, dass Kalksediment vermischt wurde mit eingeschwemmter terra rossa[1]). In den Hierlatzschichten sind bekanntlich sehr häufig Breccien beobachtet worden und auch im Hagengebirge fehlen dieselben nicht. Es wurde ferner erwähnt, dass auf der Fielinger-Alpe als Zwischenlage der rothen Cephalopodenkalke eine ca. 40 *cm* mächtige Breccie auftritt, die aus grauen, durch ein rothes Bindemittel verklebten Kalkbrocken besteht. Diese Breccien dürfen wohl als eine Bestätigung des oben Gesagten angesehen werden.

Fig. 2.

Rothwandkogel von Norden.

Die Lagerung der rothen Cephalopodenkalke ist theils concordant, theils discordant. Auf den Hierlatzschichten liegt der mittlere Lias ausschliesslich vollkommen normal, den Dachsteinkalk dagegen bedeckt er theils concordant, theils discordant. An drei Stellen („Thörl", SO vom Rauhkopf und S der Fielinger-Alphütte) ist ein concordantes Verhältniss von Dachsteinkalk und mittlerem Lias zu beobachten, anders verhält es sich auf dem Rothwandkogel[2]); hier greifen die rothen Kalke in Spalten der Unterlage ein und überkleiden discordant die Schichtköpfe einer nach O geneigten Serie von Dachsteinkalkbänken.

[1]) Eine abweichende Anschauung hat Herr Dr. Wähner, l. c. pag. 177 ff. vertreten.

[2]) Mit dieser Bezeichnung ist der auf der österreichischen Generalstabskarte unbenannte P. 1863 S der Rothwand-Alpe gemeint.

Von einer mittelliasischen Decke auf dem Nordabhang des Berges hängt ein lappenförmiger Streifen herab, der durch eine am Fuss der Wand liegende rothe Kalkpartie, sowie durch mehrere kleine Denudationsreste mit den fossilführenden, rothen Cephalopodenkalken der Rothwand-Alpe in Verbindung steht (Fig. 2).

Fig. 3.

Liasspalte im Südabsturz des Rothwandkogels.

Die auflagernde, mittelliasische Decke reicht bis zum Gipfelgrat hinauf und folgt diesem nach W, indem sie discordant über die Schichtköpfe der nach O einfallenden Dachsteinkalke zu einer Scharte herabsinkt. Südlich unterhalb dieser Scharte beginnt in einer hohen Steilwand wiederum ein schmaler, rother Streifen, der etwa in halber Höhe zwischen dem Gipfel und dem Schlumthal endigt und in verticaler Richtung einen ungefähr 100 *m* mächtigen Complex grauer Megalodontenkalke durchschneidet (Fig. 3).

Die Grenze der dunkelrothen Streifen gegenüber dem Dachsteinkalk wird nicht nur durch den Wechsel der Gesteinsfarbe, sondern auch dadurch deutlich, dass den rothen Massen jede Spur von Schichtung fehlt, während die Dachsteinkalke in deutlich ausgeprägten Bänken von beiden Seiten an sie heranreichen. (Die auf Fig. 2 angewendeten Schraffen sollen lediglich die dunkle Färbung des Lias anschaulich machen.) Der in Fig. 3 dargestellte, verticale Liasstreifen scheint eine Spaltausfüllung zu sein, auf der Nordseite des Kogels kann es sich auch um einen dem Felshang lediglich anhaftenden Lappen handeln.

Es frägt sich nun, inwieweit die im Hagengebirge herrschenden Beziehungen zwischen Lias und Dachsteinkalk mit den über die Lagerung des alpinen Lias herrschenden conträren Ansichten in Einklang zu bringen sind.

Bekanntlich handelt es sich nach der Meinung der Herren Professor Suess, G. Geyer, Dr. Diener und Anderer um eine Transgression des alpinen Lias; dagegen hält Herr Dr. Wähner[1]) die Transgression für nur scheinbar, indem die Bänke fossilleerer Kalke, in deren Spalten sich der Lias abgelagert hat, ebenfalls dem Lias angehören sollen. Dieser letzteren Ansicht hat sich neuerdings auch Herr Oberbergrath v. Mojsisovics angeschlossen[2]).

Was nun das Hagengebirge betrifft, so muss zunächst hervorgehoben werden, dass zwischen „rothen Schmitzen“ und Liasspalten ein wesentlicher Unterschied besteht. Beide Erscheinungen wurden bekanntlich als Beweise für die Transgression des Lias angesehen. Dem gegenüber ist zu bemerken, dass die rothen Schmitzen jeder Bedeutung für die Lagerungsverhältnisse des Lias entbehren. Denn weil dieselben nicht auf den Dachsteinkalk beschränkt bleiben, vielmehr auch im unteren und mittleren Lias auftreten, können sie nicht die Folge eigenthümlicher Lagerungsverhältnisse des Lias sein.

Die rothen Schmitzen sind also nicht Wurzeln einer jüngeren Decke, nicht Ausfüllungen von Unebenheiten erosiver Natur, sondern sie sind gleichzeitig mit den sie umschliessenden Gesteinen, sei es Dachsteinkalk, Hierlatzkalk oder rother Cephalopodenkalk, gebildet worden. Die Gleichalterigkeit der rothen Schmitzen des grauen Hierlatzkalkes mit diesem konnte, wie schon erwähnt, durch Fossilien erwiesen werden. Demnach handelt es sich bei diesen thonhaltigen Striemen wohl um nichts anderes, als um eingeschwemmte, in rinnenförmigen Vertiefungen abgelagerte terra rossa.

Hinsichtlich der rothen Schmitzen stimmen also meine Resultate vollkommen überein mit der Wähner'schen Ansicht, sowie mit der Auffassung, welche Herr Oberbergrath von Mojsisovics in der oben angeführten Arbeit über schmitzenführende graue Kalke des Dachsteingebirges geäussert hat.

Anders verhält es sich mit den Liasspalten. Diese repräsentiren unzweifelhaft jüngere Sedimente, nämlich mittleren Lias,

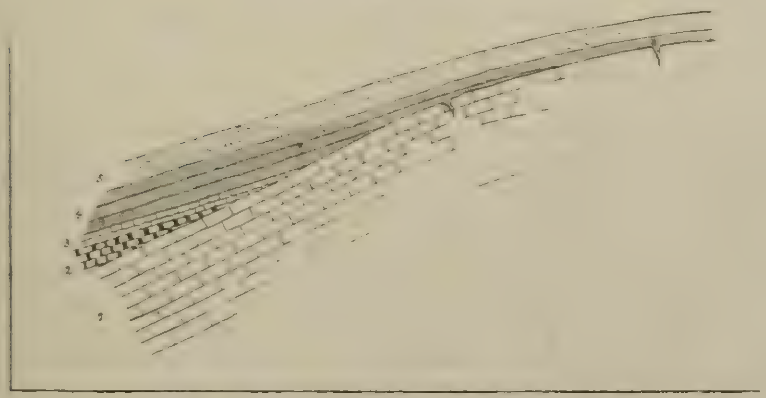
[1]) „Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias.“ Verhandl. 1886, pag. 190 ff.

[2]) „Ueber den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes.“ Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien 1895.

welcher in die ältere Unterlage, den Dachsteinkalk, eingreift. Die Liasspalten sind also thatsächlich Wurzeln einer jüngeren Decke und eine Bedeutung für die Lagerungsverhältnisse kommt ihnen sehr wohl zu: jedenfalls insoweit, als sie zeigen, dass der mittlere Lias nicht überall im Hagengebirge concordant auf Dachsteinkalk liegt.

Doch auch als Stütze für die Annahme einer Transgression des Lias dürfen sie angesehen werden. Als solche sind sie allerdings entbehrlich, wenn man, wie ich dies thun möchte, diese Transgression schon ohnehin für bewiesen erachtet. Unter dieser Voraussetzung erklärt sich vielmehr die theilweise anormale Lagerung des mittleren

Fig. 4.



Schematisches Profil der Liasschichten am Abhang des Hagengebirges.

1. Dachsteinkalk (geschichtet und massig).
2. Grauer Hierlatzkalk.
3. Rother Hierlatz-Crinoidenkalk.
4. Mittlerer Lias.
5. Sandsteine des oberen Lias.

Lias als eine natürliche Folge der seinem Absatz vorausgegangenen Trockenlegung des Riffes.

Dagegen fallen die Liasspalten sehr ins Gewicht gegenüber der immerhin möglichen Vorstellung, es sei ein Facieswechsel zwischen Hierlatzkalk, Megalodontenkalk und Riffkalk erfolgt und die Sedimentbildung habe ununterbrochen angedauert.

Stellt man sich auf diesen Standpunkt, so muss man die von mittelliasischen Spalten durchdrungenen Megalodontenkalke und Riffkalke für unterliasisch ansehen, wofür keinerlei Beweis erbracht werden kann, und sich denken, die Spalten seien submarin gebildet und submarin ausgefüllt worden.

Wenn nun aber die Megalodontenkalke und Riffkalke wirklich bis in die obere Abtheilung des unteren Lias hinaufreichen würden, so müsste doch der mittlere Lias auf ihnen ebenso ausschliesslich

normal liegen, wie auf den Hierlatzschichten. Einen gewissen Grad von Wahrscheinlichkeit könnte also die Annahme einer continuirlichen Sedimentirung für das Hagengebirge nur dann besitzen, wenn die Lagerung des mittleren Lias eine durchwegs concordante wäre. Weil aber im Gegentheil der mittlere Lias den Hierlatzschichten normal, dem Dachsteinkalk zum Theil anormal aufliegt, fehlt von vorn herein jeder Anlass, einen Facieswechsel zu supponiren.

Damit wird auch die Erörterung der weiteren Frage überflüssig, ob überhaupt so ungewöhnliche Lagerungsverhältnisse, wie diejenigen des mittleren Lias im Hagengebirge, submarin hätten entstehen können.

Wir kommen also zu dem Resultate, dass die Lagerungsverhältnisse des Lias im Hagengebirge beeinflusst sind durch Schwankungen in der Meeresbedeckung. Nachdem der Aufbau des gewaltigen Dachsteinkalkmassivs vollendet war, ist eine negative Strandverschiebung eingetreten, das Riff wurde trocken gelegt. Dann folgte eine positive Phase der Strandverschiebung und diese fiel zusammen mit der Ablagerung der Liaskalke. Sie wird bereits in der zweiten Hälfte des unteren Lias bemerkbar, noch intensiver aber äussert sie sich während des mittleren Lias. In diesem Zeitraum ist die Wiederbedeckung des Riffes durch das Meer zur Vollendung gelangt. (Vergl. das vorstehende schematische Profil Fig. 4.)

Durch das Vorangehende wird die Annahme einer Transgression des alpinen Lias bestätigt; es ist jedoch im Auge zu behalten, dass der Lias nach den aus den Alpen vorliegenden Daten niemals von seiner aus Dachsteinkalk, Hauptdolomit und Kössenerschichten bestehenden Unterlage auf ältere Bildungen übergreift.

Zum Schlusse sei es mir gestattet, denjenigen Herren, deren Unterstützung ich mich zu erfreuen hatte, meinen wärmsten Dank auszusprechen. Vor Allem gebührt derselbe meinen hochverehrten Lehrern, den Herren Professoren E. Suess und W. Waagen, durch deren Anleitung ich erheblich gefördert wurde. Herrn Professor Waagen verdanke ich überdies die Anregung zu dieser Arbeit. Ebenso fühle ich mich den Herren G. Geyer, Dr. A. Bittner und Dr. Schlosser für wiederholte Mittheilungen ihrer Erfahrungen über den alpinen Lias zu wärmsten Dank verpflichtet.

Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten.

Von Hermann Veit Graber.

Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. V—VII) und 14 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Den Grundstock der vorliegenden Untersuchungen bildete eine von Herrn F. Teller, Geologen an der k. k. geologischen Reichsanstalt, im Jahre 1886 gesammelte Suite von Eruptiv- und Schiefergesteinen der süd-kärntnerischen Aufbruchszone, die man nicht unpassend als „zweiter Centralalpenzug" bezeichnen kann.

Verschiedene an den Handstücken und Dünnschliffen dieser Gesteine gesammelte Beobachtungen liessen einen persönlichen Besuch der Fundorte wünschenswerth erscheinen. In den Hauptferien des Jahres 1895 unternahm ich an der Hand der damals zwar bereits fertigen, aber noch nicht publicirten geologischen Kartenblätter „Eisenkappel und Kanker" und „Prassberg a. d. Sann" die Begehung des in den oberen Rahmen der beiden genannten Blätter fallenden Gebietes. Während des Winters 1895/96 wurde das auf diesen Touren gesammelte Gesteinsmaterial aufgearbeitet. Einen abermals nothwendig gewordenen Besuch Süd-Kärntens führte ich zu Pfingsten 1896 aus.

Die mikroskopische Untersuchung war im Mai 1896 abgeschlossen, die chemischen Analysen der wichtigsten Gesteinstypen konnten erst im Wintersemester 1896/97 ausgeführt werden.

Es erübrigt mir noch die angenehme Pflicht, zweien hochverehrten Herren meinen innigsten Dank auszusprechen, und zwar vor Allem meinem geliebten Lehrer, Herrn Professor Dr. F. Becke, der mir nicht nur sein Institut mit dessen reichhaltigen Instrumenten zur Verfügung stellte, sondern mich auch vielfach durch Rathschläge und Belehrungen unterstützte. Ferner spreche ich hier noch Herrn F. Teller meinen herzlichsten Dank aus. Mit Hilfe seiner reichen Unterstützung durch Ueberlassung der von ihm aufgenommenen Kartenblätter, sowie des gesammten von ihm aufgesammelten Gesteinsmaterials war ich in Stand gesetzt, den wesentlichsten Theil der vorliegenden Publication durchzuführen.

Prag, mineralogisches Institut der deutschen Universität, im März 1897.

Orographische Uebersicht.

Blickt man an einem klaren Tage vom Gipfel des grossen Obir bei Klagenfurt gegen Süden und betrachtet aufmerksam das Relief der sich hier erschliessenden Bergwelt, so gewahrt man bald einen bemerkenswerthen Unterschied im Charakter der Landschaft. Zu Füssen des Beschauers liegt das gewaltige Massiv des Obir, gebildet aus den Kalken des Rhät und der oberen Trias. Ausgedehnte, den Horizont der erzführenden Kalke markirende schneeweisse Halden an den Abhängen zeigen die Stellen, wo ein reger Bergbau auf nutzbare Bleierze entweder noch besteht oder einst bestand. Der Obir, der Riese, wie er in deutscher Uebersetzung des slavischen Namens so trefflich heisst, hat einst bessere Zeiten gesehen; das heutige bergmännische Leben in seinen Stollen ist blos ein schwacher Abglanz der Herrlichkeit früherer Jahrzehnte

Weit nach Osten lässt sich der kahle, gegen die Ebene von Klagenfurt in gewaltigen Mauern abstürzende Rücken des Obir verfolgen, über die Petzen und das Erzrevier von Schwarzenbach bis zum Ursulaberge, der letzten grösseren Erhebung dieses Zuges.

Scheinbar in nächster Nähe ragt im SW und S das wilde gezackte Gebirge der Koschutta empor, mit dem östlich sich anschliessenden Cimpaser und der Uschova (Ovčeva der Karte) einen geologisch zusammengehörenden Zug bildend, aufgebaut aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk.

Alle diese hier genannten Berge sind gemeinsam mit den bekannten Kalkriesen von Kärnten: Mangart, Mittagskogel und Dobratsch unter dem Namen der Karawanken zusammengefasst; sie tragen das Meiste zu der malerischen Rundsicht bei, die man beispielsweise vom Kreuzberge bei Klagenfurt geniesst.

Im äussersten SO fesselt ein anderes noch wilderes Kalkgebirge das Auge des Naturfreundes, die Steiner Alpen. Drohend schiessen die nackten Wände, mit ihren zerrissenen Gipfeln und Gräten einer Riesensäge vergleichbar, empor, den Ausblick auf die Save-Ebene grösstentheils verschliessend.

Zwischen Obir-Petzen und Koschuta-Uschova, die zwei zu einander parallel verlaufende Gebirgsäste bilden, liegt ein niederes Bergland: sanfte, gerundete Höhen, bis auf den Scheitel hinauf bewaldet, stehen im angenehmen Gegensatz zu den hoch emporstrebenden Kalkzinnen.

Den eigenartigen Wechsel im Charakter der Landschaft macht der Vergleich mit einer geologischen Karte verständlich. Die niedrigen bewaldeten Berge bestehen grösstentheils aus Eruptiv- und Schiefergesteinen, die in einem geschlossenen, über 40 *km* langen Zuge von W nach O streichend, dort längs einer scharfen, transversalen Störungslinie gemeinsam mit der Trias der Karawanken gegen die oligocänen Ablagerungen der Bucht von Windischgraz absetzen.

Ein langes Querthal, von der Vellach durchströmt, durchsägt die Karawankenkalke und den Aufbruch von Eruptiv- und Schiefergesteinen. In diesem Thale, an der Mündung der von W von der Schaida kommenden Ebriach in die Vellach, liegt der Markt Eisenkappel.

Geologische Uebersicht.

Im grossen Ganzen ist der geologische Aufbau der hier in Betracht kommenden Aufbruchszone krystallinischer Gesteine folgender.

Auf die überkippten Triaskalke, die (vergl. Fig. 1 auf pag. 231) gleich unterhalb Eisenkappel von der Vellach in einer engen Schlucht durchbrochen werden, folgt von N nach S zunächst ein Zug von Grünschiefern mit Diabas, der östlich vom Toplagraben auf einige Kilometer unterbrochen ist. In diesen Grünschiefern wurde vor vielen Jahren auf Zinnober geschürft. Nach Suess [1]) bezeichnet hier das Zinnobervorkommen einen bestimmten, dem Rothliegenden angehörigen Horizont.

An die Grünschiefer schliesst sich ein langes Lager von Hornblendegranitit mit porphyrisch struirten Randzonen an. Der Granitit ist intrusiv in einem ebenfalls sehr langen, aber nur wenig mächtigen Streifen von Schiefern und Schiefergneissen (zweiglimmerige Schiefergneisse und Glimmerschiefer der Karte) [2]), die den Granitit im Süden begleiten. Auf der Nordseite des Granititzuges fehlt der Schieferzug scheinbar gänzlich.

Im äussersten Westen stösst der Granitit unmittelbar auf permische Sedimente.

Auf den Schieferzug folgt ein etwa 3 *km* mächtiges, gegen W rasch auskeilendes Lager von Tonalitgneiss, ein, wie später gezeigt wird, durch Gebirgsdruck structurell modificirter Tonalit.

Ein Intrusionscontact zwischen Tonalitgneiss und den Schiefern sowohl wie der Trias wurde nicht beobachtet.

An einigen Durchschnitten soll die Aufeinanderfolge und der tektonische Aufbau der einzelnen, die südkärntnerische Aufbruchszone zusammensetzenden Gesteinszüge erläutert werden; vorerst aber möge ein historischer Ueberblick der über dieses Gebiet vorhandenen Arbeiten Platz finden.

---

[1]) Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

[2]) Teller F.: Geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner-Alpen. 1 : 75.000. Herausgegeben v. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1895. Erläuterungen dazu: Wien 1896.

Aeltere Arbeiten und Mittheilungen.

Rosthorn und Canaval [1]) beschrieben die Grünschiefer, den Granitit und den Tonalitgneiss, sowie auch die in diesen Gesteinen vorkommenden Minerale. Die Grünschiefer, von Rosthorn und Canaval „Grauwackenschiefer“ genannt, sollen in der Nähe des „Granites“ verändert sein. Aus der Beschreibung der Eigenschaften dieses „Schiefers“ scheint hervorzugehen, dass Diabas, resp. dessen Tuffe oder die Grünschiefer selbst gemeint waren.

Der Granitit wird „rother Granit“ genannt. „Er ist meist grobkörnig und selten anders als porphyrartig.“ An den Berührungsstellen mit den „Grauwackenschiefern“ zeigt er stets rothe Rutsch- und Spiegelflächen. Diese Beobachtungen treffen sehr gut zu. Den Tonalitgneiss nennen Rosthorn und Canaval Syenit. Sie beobachteten ganz richtig: „. . . er hat grössere Mächtigkeit als der Granit und wird an der östlichen Grenze seines Gebietes vorherrschend.“ Auch aplitartige Gänge sahen die genannten Forscher.

Die Angaben im Lexikon von Zepharovich [2]) über Minerale in den Gesteinen aus der Gegend zwischen Eisenkappel und Schwarzenbach beziehen sich meist auf die citirte Arbeit von Rosthorn und Canaval.

Im Jahre 1854/55 nahm Lipold [3]) das Gebiet der Kartenblätter Eisenkappel und Prassberg geologisch auf. Lipold stand noch unter dem Einflusse der alten Theorie von der gewaltigen dynamischen Bedeutung der Eruptivgesteine, die bedingend auf die Erhebung ganzer aus Sedimenten bestehender Landstriche wirkten.

Die Grünschiefer nennt Lipold Diorit und beschreibt auch die Diabase und ihre Wirkung auf das Nebengestein.

Die Bezeichnung „Syenit“ für Tonalitgneiss verwirft Lipold und sieht in diesem von ihm „Gneiss“ genannten Gesteine eine „jüngere metamorphische Bildung, zu welcher Annahme die unmittelbare Nähe pyrogener Gesteine umsomehr berechtigt“.

Am eingehendsten bespricht Suess [4]) in den „Aequivalenten des Rothliegenden“ die südkärntnerische Aufbruchszone. Dieser Arbeit ist ein Profil des Vellachthales und ein Ausblick vom Uschovapasse gegen O beigegeben.

Suess erwähnt das Zinnobervorkommen an der Brekarca bei Kappel in den „aphanitischen Gesteinen“ (Teller's „Grünschiefern“) und unterscheidet auch die Gesteine innerhalb des Granititzuges. Das

[1]) Rosthorn F. v. u. Canaval J. L.: Uebersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens und der geologischen Verhältnisse ihres Vorkommens. Jahrb. d. naturhist. Mus. in Kärnten, II. Jahrg. 1853.

[2]) Zepharovich V. v.: Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich. I. u. II. Bd. Wien 1859 u. 1873.

[3]) Lipold M. V.: Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., VII. Bd. 1856.

[4]) Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. C., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

Hauptgestein, den Hornblendegranitit, nennt er Granitit, die porphyrartige Randzone, wofür gleich an dieser Stelle der Ausdruck „Randporphyr“ eingeführt sei, „Syenitporphyr“, ohne sich aber über die Zusammengehörigkeit dieser beiden Abänderungen bestimmt zu äussern. Die dunklen basischen Concretionen im Granitit, die oft beträchtliche Massen bilden, bezeichnet Suess als dunkle hornblendereiche Syenite, die nach seiner Ansicht Lager im Granitit bilden.

Den Contact zwischen Granitit und dem Schiefergneiss erwähnt Suess ebenfalls, indem er bemerkt, dass zwischen Koprein und Schwarzenbach („beim Putz“) grosse eckige Schieferscherben „in den granitischen Teig eingebettet“ liegen. Die Schiefer hält Suess für identisch mit Casannaschiefer; der Granitit bilde in ihm Lager und gehöre sicher dem oberen Carbon, vielleicht schon der unteren Dyas an.

Der Ausdruck „Tonalitgneiss“ (Teller's Karte) wurde von Suess eingeführt. Auch Stache[1]) verwendete später diese Bezeichnung für gewisse gneissartige und, wie Salomon[2]) zeigte, durch Gebirgsdruck hervorgerufene Structurformen des Adamello-Tonalit.

Das Lager von Tonalitgneiss unseres Gebietes gehört nach Suess ebenfalls dem oberen Carbon an, müsste also gleichalterig oder nahezu gleichalterig mit dem Zuge von Hornblendegranitit sein.

Eine sehr lebendige und zutreffende Schilderung des Contactes zwischen dem Schiefergneiss und dem Granitit gibt Reyer[3]) in seinen „Reiseskizzen über das Smrekouz-Gebirge“. Er stellte die Durchbrechung der Schiefer durch den Granitit und damit auch dessen jüngeres Alter fest. Ausserdem beobachtete er Contactmetamorphose an den „Gailthaler Schiefern“ (Fleck- und Knotenschiefern). Er spricht mithin dem Zuge von Schiefern und Schiefergneissen ebenfalls ein bestimmtes Alter zu.

Hervorgehoben werden muss die Ansicht Reyer's bezüglich des Zusammenhanges zwischen dem „Syenit“ (— Randporphyr) und dem Granitit: diese beiden Gesteine durchdringen sich schlierig.

Teller, der das Gebiet der südkärntnerischen Aufbruchszone im Jahre 1886 besuchte, hat die letzte geologische Aufnahme derselben durchgeführt. In den beiden Kartenblättern[4]) „Eisenkappel und Kanker“ und „Prassberg a. d. S.“ liegt das Gebiet von Eruptiv- und Schiefergesteinen im oberen Rahmen. Teller constatirte zunächst im Gegensatze zu der älteren kartographischen Darstellung des Gebietes, dass Granit und Tonalitgneiss an keinem Punkte in un-

---

[1]) Stache G.: Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val buona Giudicaria und Val Camonica. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879.

[2]) Salomon W.: Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Mte. Adamello. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Wien. 1891.

[3]) Reyer E.: Reiseskizzen über das Smrekouzgebirge. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878.

[4]) Teller F.: Geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen. 1 : 75.000. Herausgegeben von d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1895. Erläuterungen dazu: Wien 1896.

mittelbare Berührung treten, sondern ihrer gesammten Aufschlusslänge nach durch eine Zone geschichteter krystallinischer Gesteine auseinander gehalten werden, welche er als die vom Granit durchbrochene Hüllzone des Tonalitgneisses betrachtet. Teller vergleicht diese auf der Karte unter der Bezeichnung: „Zweiglimmerige Schiefergneisse und Glimmerschiefer“ ausgeschiedenen, theils gneissartigen, theils phyllitischen Gesteine mit den von Becke genauer studirten krystallinischen Hüllgesteinen des Tonalitkernes der Rieserferner-Gruppe. (Vergl. Erläuterungen zur geolog. Karte etc. pag. 28—33.)

Die Gailthaler Schiefer der älteren Karte und die von Lipold innerhalb derselben ausgeschiedenen Züge von „Diorit“ wurden von Teller als Zone der „Grünschiefer mit Diabas und Diabastuff“ kartirt. Dieser durch seine innige Verknüpfung mit Lagermassen von körnigen und schiefrigen Diabasen und schalsteinartigen Gebilden merkwürdige Schichtcomplex ist nach Teller älter als das Obercarbon, das auf der Schaida über dem Grünschieferzuge lagert, und aller Wahrscheinlichkeit nach ein zeitliches Aequivalent der lithologisch ganz übereinstimmend entwickelten Schichtenserie des Gebietes von Paularo in den westlichen Karnischen Alpen, in welchen Frech eine Vertretung des Culm erblickt. (Vergl. Erläuterungen etc. pag. 46—52.)

Die Gesteine des Granitdurchbruches, dessen Verbreitungsgebiet durch die vorerwähnte Neuaufnahme, insbesondere nach Ost hin eine wesentliche Erweiterung erfahren hat — die Gesammtlängserstreckung beträgt auf Grund der Specialkarte nun 43·7 *km* — bezeichnet Teller als Amphibolbiotitgranit. Die neueren Begehungen ergaben zugleich das interessante Resultat, dass die, wie wir oben gesehen haben, schon den älteren Autoren bekannten, porphyrisch struirten Gesteinsabänderungen und die mit ihnen stets innig verbundenen, hornblendereicheren Schlierenbildungen den Charakter einer Randbildung tragen. Um die geologischen Beziehungen dieser beiden Ausbildungsformen des granitischen Magmas auch graphisch zum Ausdrucke zu bringen, hat Teller die porphyrischen Gesteinsabänderungen unter der Bezeichnung: Porphyrische Randfacies des Granits, soweit dies bei den mangelhaften Aufschlussverhältnissen thunlich war, als besondere Gesteinszonen ausgeschieden. (Vergl. Erläuterungen etc. pag. 232—234.)

Für die tonalitischen Gesteine des Gebietes hat Teller den von Suess gegebenen Namen „Tonalitgneiss“ beibehalten. (Erläuterungen pag. 19—25).

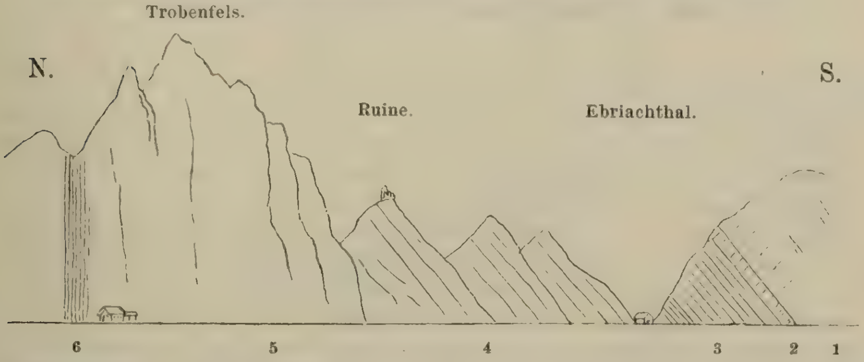
Was wir ferner Teller über den tektonischen Bau der Aufbruchszone zu verdanken haben, ist aus anderen Stellen der vorliegenden Arbeit ersichtlich.

Tektonische Uebersicht.

Betrachtet man von Eisenkappel aus den nördlichen Kamm der Karawanken, so wird man unwillkürlich an den Abfall des böhmischen Erzgebirges gegen Teplitz erinnert. So wie das Erzgebirge in mehreren steilen Absätzen zur Teplitzer Braunkohlenmulde herabkommt, so baut sich auch die südliche Abdachung des Obirmassives in Gestalt mehrerer übereinander liegender Hügel auf im Gegensatze zu der Nordseite, wo der Obir in mächtigen Wänden abstürzt.

Fig. 1.

Profil von der Trobe zum rechten Ufer der Ebriach. (Nach Suess.)



1 Grünschiefer. — 2 Rother Sandstein (Grödener Sandstein). — 3 Werfener Schiefer mit Zopfplatten. — 4 Kalk und Dolomit der unteren Trias. — 5 Erzführender Kalk. — 6 Carditaschichten.

Man beachte die überkippte Lagerung der Schichten. An der Trobe stehen die Schichten saiger und fallen, je weiter man nach S fortschreitet, immer flacher nach dieser Richtung ein. Bemerkenswerth ist der staffelförmige Abfall des N-Kammes. Südlich von der Ebriach-Mündung werden die Werfener Schiefer direct vom rothen Grödener Sandstein überlagert.

Von welch' gewaltigen tektonischen Vorgängen das Gebirge bei Eisenkappel heimgesucht worden ist, lehrt am besten das durch die Vellach aufgebrochene Profil von der Trobe (N von Kappel) zum rechten Ufer der Ebriach (Fig. 1). Suess[1]) hat die abnormen Lagerungsverhältnisse in diesem lehrreichen Profile erkannt. Die einzelnen Etagen der Trias, von den Werfener Schiefern aufwärts, sind überkippt. Im Hangenden folgen immer ältere Schichten, die steil nach S einschiessen. Uns interessirt es besonders, dass die Grünschiefer ebenfalls dem überworfenen Gebiete angehören. Sie liegen über dem rothen Grödner Sandstein, der, unweit der Ebriach-

[1]) Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

Mündung aufgeschlossen, von den Werfener Schiefern unterteuft wird. Sie fallen ebenfalls nach S ein und streichen von O nach W. Diese Lagerung spricht für ein hohes Alter der Grünschiefer.

Profil im Loibniggraben.

Innerhalb des Zuges von Grünschiefern ist in der Karte an mehreren Stellen Diabas ausgeschieden, der inselartige Partien von meist geringer Ausdehnung bildet.

Bei der ersten Säge im Loibniggraben, der, unweit der Kirche Mariä Dorn in die Vellach mündend, nahezu im Streichen der Grünschiefer verläuft und auf eine kurze Strecke die Grenze zwischen diesen und dem Muschelkalk bildet, ist ein diabasähnliches Gestein

Fig. 2.

Profil im Loibniggraben. (Nördlich von Eisenkappel.)

a Gehängeschutt. — *b* Diabas. — *c* Granat-Kalksilicathornfels. — *d* Krystallinischer Kalk. — *e* Muschelkalk.

Im Diabas des südlichen (linken) Ufers ist eine Bank von geschiefertem krystallinischen Kalkstein eingelagert ($^1/_2$ Meter mächtig), die im Liegenden ein $1^1/_4$ Meter mächtiges und im Hangenden ein $1^1/_2$ Meter mächtiges Saalband von granatführendem Kalksilikathornfels besitzt.

Welcher Formation diese als „Einschluss" gedeutete Kalkbank angehört ist unbekannt.

aufgeschlossen. Hier bildet der Diabas lockere, leicht zerfallende Felsen, an deren Fuss sich Schutthalden von eckigen Blöcken und Brocken ausbreiten (Fig 2). Im Hangenden dieses undeutlich geflaserten Diabases liegt eine 1·25 *m* mächtige Lage eines lichten, an Kalksilicat-Hornfels erinnernden Gesteines, das im unmittelbaren Contact mit dem Diabas ölgrün gefärbt und sehr hart ist, aber in einer Entfernung von wenigen Centimetern grünlichgrau und weniger hart wird.

Auf dieses Gestein folgt eine 0·5 *m* mächtige Lage von lichtgelbgrauem krystallinischen Kalkstein. Abermals kommt eine 1·5 *m* mächtige Schichte des grünlichgrauen harten Gesteines, das gegen den Kalkstein scharf absetzt. Den Schluss bildet wieder der nämliche Diabas, der am Bache ansteht. Diese Einlagerungen im Diabas sind recht deutlich geschiefert, streichen O—W und fallen mässig steil nach S.

Da die petrographische Untersuchung der Diabase und Grünschiefer einer späteren Zeit vorbehalten bleibt, so möge hier in Kürze die petrographische Schilderung dieses kalksilicatähnlichen Gesteines ihren Platz finden.

Eine Probe des härteren Gesteines wurde gepulvert und mit verdünnter Salzsäure zunächst in der Kälte behandelt: Kalkspath. Mit concentrirter Salzsäure in der Eprouvette erhitzt, wurde deutlich die Abscheidung von pulveriger Kieselsäure wahrgenommen. Der krystallinische Kalkstein wird von verdünnter Salzsäure fast völlig zersetzt.

Unter dem Mikroskop zeigen Dünnschliffe des Gesteines aus der Nähe des Diabas folgendes Bild: In einer körnigen, aus Kalkspath bestehenden Zwischenmasse liegen blassgrünliche bis farblose idiomorphe Durchschnitte von Granat, und zwar Grossular (er zeigt deutlich die optische Anomalie), der im unmittelbaren Contact mit dem Diabas an Menge zunimmt. Im krystallinischen Kalkstein ist er zwar auch, aber blos in geringer Menge vorhanden.

Es fehlen alle Anhaltspunkte, um die Frage zu beantworten, woher diese kalkspathreichen Einlagerungen im Diabas stammen. Die grosse Mächtigkeit derselben (3·25 *m*) und die Ausbildung eines scharf markirten Saalbandes auf beiden Seiten spricht gegen die Annahme, dass wir in ihnen auf chemischem Wege aus dem Diabas hervorgegangene Gebilde zu sehen haben, die etwa analog wären den Kluftausfüllungen im Diabas von Kuchelbad bei Prag. (Diese Klüfte sind oft mehrere Decimeter mächtig und von bräunlichem Kalkspath mit grösseren ringsum ausgebildeten Quarzkrystallen erfüllt.) Ich halte die Kalksilicat- und Kalksteinbänke im Diabas des Loibniggrabens für Einschlüsse, die erst nachträglich, und zwar durch Druck geschiefert worden sind. Im Uebrigen wird wohl eine genauere Untersuchung des gewaltigen Grünschieferzuges eine richtige Deutung dieser „Einschlüsse“ ermöglichen.

Grenze zwischen Granitit und Grünschiefer.

Die Grenze zwischen dem Granitit und den Grünschiefern ist in den von S kommenden Quergräben der Ebriach aufgeschlossen. Von einer Contactmetamorphose ist an keiner Stelle etwas zu sehen. Die Grünschiefer fallen gegen den Granitit ein, ihre Berührungsfläche mit diesem ist am Grunde der zuweilen klammartigen Gräben um mehrere Meter aufwärts, also nach S gerückt, wie es dem südlichen Verflächen der Grünschiefer entspricht: sie verläuft parallel mit der Schieferung der letzteren. Rutsch- und Spiegelflächen treten an den Granititentblössungen in der Nähe der Grünschiefer öfters auf, so an der aus stark zersetztem röthlichen Granitit bestehenden Ecke am Ausgang des Leppengrabens und an einem völlig zersetzten Wandel von Randporphyr im unteren Theile dieses Grabens. Rosthorn und Canaval haben, wie bereits früher erwähnt, solche Harnische gleichfalls beobachtet.

Nahe der Grenze zwischen dem Granitit- und Grünschieferzug, aber noch innerhalb des ersteren, treten Mineralquellen auf, so die

Karinthiaquellen, borhältige Kohlensäuerlinge am Ausgang des Leppengrabens und der Säuerling im Ebriachgraben.

Beziehungen zwischen Randporphyr und Granitit.

Waren zwar den älteren Forschern die eigenthümlichen Abänderungen innerhalb des Granititzuges nicht entgangen und stellte namentlich Lipold fest, dass die Gesteine dieses Zuges gleichzeitig emporgedrungen sind, so gelang doch erst Teller der Nachweis des

Fig. 3.

Block auf der südlichen Lehne des Leppengrabens. (Circa 4 Meter hoch.)

Er besteht aus Kerngranitit mit grossen eckigen Einschlüssen (fein punktirt) von Randporphyr.

Vorhandenseins von porphyrisch struirten Randzonen um das Normalgestein. Ausser den mangelhaften Aufschlüssen erschwerte noch die starke Verschlierung des Randporphyrs mit dem Kerngestein eine genaue kartographische Trennung dieser beiden Gesteinsabänderungen.

Die Beziehungen zwischen Rand und Kern liegen im unteren Leppengraben klar zu Tage. Hier kann der allmälige Uebergang des Randporphyrs in den grobkörnigen Kerngranitit verfolgt werden; stellenweise jedoch kreuzt man mit wenigen Schritten und oft mehrmals den Randporphyr und Kerngranitit. Ueberaus schön ausgeprägt ist dieser plötzliche Wechsel des Kern- und Randgesteines an einem circa 4 *m* hohen Blocke (Fig. 3), der recht verborgen am linken Abhange des Leppengrabens liegt. Man gelangt zu ihm, wenn man im

Leppengraben bis zu einer kleinen Erweiterung des Thalgrundes (circa 200 Schritte hinter der dritten Säge) geht, wo ein Tisch mit Bänken eingefügt ist. Hinter diesem Tische geht man mehrere Schritte am Bache aufwärts, überschreitet den Bach dort, wo ein Viehzaun herabkommt und benutzt nun den schmalen, anfangs steilen, später sanfteren Steig, der am Abhange nach W verläuft, bis zum Beginne einer Lichtung. Auf dieser Lichtung ist der oben erwähnte Block unschwer zu finden. Die Figur gibt ihn schematisirt wieder. Sofort in die Augen springend sind grosse, über 1 *m* lange und 0·5 *m* breite, unregelmässige eckige Partien, die sich durch ihre porphyrische Structur und dunklere Färbung scharf vom lichten grobkörnigen Untergunde abheben; es sind Einschlüsse von Randporphyr im Kerngranitit. Die eckige Gestalt dieser Einschlüsse beweist zur Genüge, dass der Randporphyr in bereits erstarrtem Zustande vom Kerngranitit durchbrochen worden ist, wobei auch losgerissene Bruchstücke des Randporphyrs vom noch im Magmastadium befindlichen Granitit umhüllt worden sind.

An jenen Stellen, wo der Rand Widerstand leistete, bildeten sich Uebergänge vom Randporphyr bis zum Kerngranitit. Da die Aufschlüsse des Kerngranitits meist auf den Höhen liegen, ist die Beschaffung von frischem Materiale dieses so leicht verwitternden Gesteines recht schwierig. Vom Randporphyr dagegen erhält man sehr frische Handstücke, unter Anderem bei der dritten Säge im Leppengraben und in der Toplaschlucht.

Uebergang aus dem Leppen- in den Remscheniggraben.

Benützt man den Weg, der aus dem Leppengraben über Paul in den Remscheniggraben führt, so lässt sich der Uebergang des Randporphyrs in den Kerngranitit trotz der spärlichen Aufschlüsse und des unfrischen Gesteines deutlich erkennen. Etwa 200 *m* unterhalb des bewaldeten Kammes stösst man auf den Schiefergneiss, der ganz widersinnig N—S streicht. Er hält nicht lange an, denn bald kommt wieder der Granitit zum Vorschein. Die Schiefermasse unterhalb Paul dürfte eine vom Magma losgerissene Scholle sein.

Auf den feinkörnigen Granitit folgt abermals Schiefergneiss, der nach der Karte von Teller erst auf der Remschenigseite beginnt. Ueber dem Kamm, wenige Schritte hinter dem Bauernhof Paul, steht ein phyllitähnliches, feingefälteltes Gestein an, das O—W streicht und gegen N einfällt. Dieser Phyllit verliert immer mehr und mehr seinen charakteristischen Habitus, je tiefer man herabsteigt und macht endlich einem dunkleren gneissartigen Gesteine Platz, mit dem er an mehreren Stellen förmlich wechsellagert.

Am Grunde des Remscheniggrabens stellen sich Blöcke von Tonalitgneiss ein; sie stammen von dem hier scharf auskeilenden Zuge dieses Gesteines, das den Schieferzug überlagert.

Der Weg im Remscheniggraben führt in sanfter Steigung anfangs im Schieferzug, später im Tonalitgneiss, stets nahe der theils durch Vegetation, theils durch Schutthalden verdeckten Grenze zwischen diesem und der Trias der Uschova, die in öden Wänden ab-

stürzt. Die ersten Aufschlüsse von Tonalitgneiss liegen am Wege hinter St. Margarethen. Die sehr deutliche Flaserung dieses Gesteines streicht O—W und fällt nach N. An den Triaskalken ist nichts von Contactmetamorphose zu sehen.

Von der Höhe des Uschovapasses (1357 *m*) überblickt man sehr schön den östlichen Theil der Aufbruchszone: zwischen den kahlen Kalkbergen Petzen und Raduha ist das niedrige, aus Eruptiv- und Schiefergesteinen bestehende Waldgebirge eingelagert.

Steil senkt sich der Weg in's Miesthal, das bis Schwarzenbach ein ausgezeichnetes Längenthal bildet. Wo der von N kommende Snežnikgraben in das Miesbachthal mündet, also hart an der Grenze zwischen Schiefer und Tonalitgneiss, durchsetzt die Schiefer ein schmaler Gang von feinkörnigem Granitit.

„Beim Putz", zwischen Koprein und Topla, ist die Stelle, wo Suess und Reyer die Einschlüsse von Schiefer im Granitit beobachtet haben. Alle Uebergänge des Schiefers zum harten compacten Hornfels sind hier vorhanden. Auch der Habitus des Granitits wechselt sowohl bezüglich der Korngrösse als auch der Menge an dunklen Bestandtheilen.

Unweit von dieser Stelle durchsetzen zwei Granititlagergänge und ein Quergang von aplitartigem Granitit den Schiefer. Bald durchschneidet der Bach die südliche Randporphyrzone, die in der Toplaschlucht sehr schön aufgeschlossen ist. Hier lassen sich auch die basischen Concretionen gut studiren, die theils quarzführend, theils quarzfrei sind. Diese beiden Varietäten besitzen oft grosse Mächtigkeit. Gegen den Granitit und Randporphyr setzen sie scharf ab. Uebergänge zwischen ihnen konnten nicht aufgefunden werden.

Im mittleren Theile der Toplaschlucht grenzt der Randporphyr unmittelbar an triasische Kalke, ohne dass in diesen irgendwelche Spuren von Contactmetamorphose sichtbar sind.

Kramarcagraben.

Von Schwarzenbach, einem kleinen Bergstädtchen an der Mündung des Javoriagrabens in das Miesthal, lohnt sich der Besuch des Kramarcagrabens, der circa 4 *km* östlich von Schwarzenbach in den Javoriagraben mündet. Im Kramarcagraben ist der Randporphyr und der Granitit sehr gut aufgeschlossen. Es ist bemerkenswerth, dass sich diese beiden Gesteine, besonders aber der Randporphyr, im ganzen Zuge von der Schaida bis zum östlichen Ende stets gleich bleiben. Handstücke von Randporphyr aus dem Leppengraben unterscheiden sich beispielsweise gar nicht von solchen aus der Topla oder aus dem Kramarcagraben.

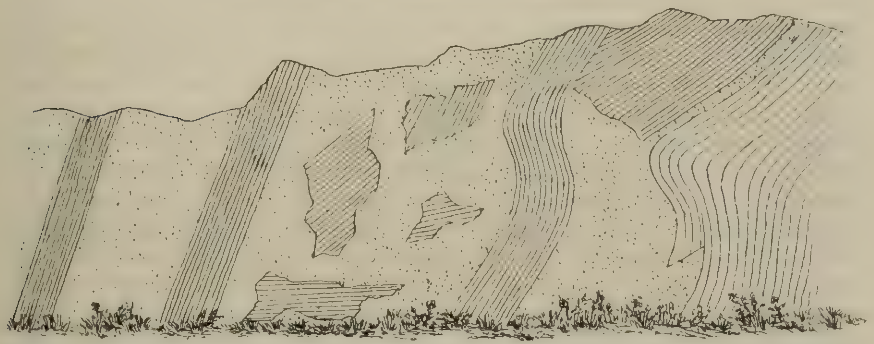
Besonders lehrreich ist in diesem Graben die Grenze zwischen dem Schiefer und dem Granitit (siehe nachstehende Fig. 4). An den eingeschlossenen Schieferscherben und -Blöcken ist die Schieferung deutlich erhalten. Sie verläuft in der in der Figur angegebenen Richtung. Diese Schieferung muss also bereits vor der Intrusion des Granitits bestanden haben.

Die Grenze zwischen dem Schiefer und dem Tonalitgneiss ist ganz verwachsen. Die Aufschlüsse sind sehr schlecht, der Tonalitgneiss auf weite Strecken hin zu Grus verwittert. Die grösseren basischen Concretionen im Tonalitgneiss sind weniger verwittert und verrathen auf den ersten Blick die nachträgliche Quetschung und Streckung. Sie sind flachlinsenförmig zusammengepresst, ihre längere Axe liegt im Streichen der Flaserung.

Beim Gasthause „zur Taube" (in der Karte „beim Graber") ist der Tonalitgneiss an mehreren Stellen aufgeschlossen und zum Theil noch recht frisch. Die Flaserung streicht O—W und fällt meist nach N ein. Die Grenze zwischen dem Tonalitgneiss und den Andesiten des Smrekoutz ist verwachsen.

Fig. 4.

Aufschluss im unteren Kramarcagraben.



Im Schiefer (Schieferhornfels) stecken Lagergänge von lichtem Ganggranitit. In dem Granitteig eingebettet liegen grosse eckige Stücke von Schieferhornfels. Die Schieferung verläuft in der durch die Schraffen angegebenen Richtung.

Breite des Aufschlusses: ca. 15 Schritte. — Aufschlusshöhe: 2·5 Meter.

Fruchtschiefer.

Beim Keapp, einem Bauerngehöfte am Uebergange von St. Veit (1 Meile östlich von Schwarzenbach) nach Schönstein, steht ein Fruchtschiefer (vgl. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte etc. 1896) an, der, mikroskopisch untersucht, als Contactschiefer erkannt wurde. Er gehört dem Contact zwischen Granitit und Schiefer an. Diesem etwas zersetzten Contactschiefer in der mikroskopischen Structur und Zusammensetzung sehr ähnlich ist ein röthlicher Hornfels von der Schaida, 1 Meile westlich von Eisenkappel. Er fand sich als Lesestein auf einer sumpfigen Wiese in cote 780 *m*, also an einer Stelle, wo nach der Karte der Schieferzug nach W zu bereits nicht mehr zu Tage tritt. Dieser Hornfels hat eine überaus grosse Aehnlichkeit mit dem von Pelikan[1]) beschriebenen Cordierithornfels vom M. Doja (Ré di Castello).

---

[1]) Pelikan A.: Ein neues Cordieritgestein vom M. Doja in der Adamellogruppe. Tscherm. miner. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

Die tektonischen Verhältnisse der Aufbruchszone sind von Teller in den „Erläuterungen zu der Karte der Ostkarawanken etc.“ klar zum Ausdruck gebracht. Teller fasst den Granititzug als das jüngste Glied innerhalb der eruptiven Gesteinsreihe auf [1]). Die mikroskopische Untersuchung liess keinen anderen Schluss zu, da der Granitit fast völlig frei ist von Kataklasstructur, während der Tonalitgneiss dieses Phänomen in deutlichster Weise zeigt. Auch die Grünschiefer mit ihren Diabaseinlagerungen sind vom Gebirgsdruck merklich beeinflusst. Eine genaue Altersbestimmung der Eruptionsfolge war nicht durchführbar wegen Mangel von Contacterscheinungen an den ihrem Alter nach sicher bestimmten Sedimenten. Der Contact zwischen den Grünschiefern, Granitit und den triassischen Schichtengliedern einerseits und dem Tonalitgneiss und den an ihn grenzenden Sedimenten andererseits verläuft stets längs vorhandener Störungslinien, Ueberschiebungslinien nach den Untersuchungen Teller's. Blos vom Granitit ist so viel sicher, dass er jünger ist als der Schieferzug und der Tonalitgneiss, ferner wahrscheinlich jünger als die Sedimente der Trias. Wie sich der Tonalitgneiss tektonisch zum Schieferzug verhält, dafür hat Teller die Lösung gefunden, dass er ihn als die Schieferhülle des aus mehreren lakkolithischen Kernen zusammengeschweissten Tonalitzuges auffasst Teller stützt seine Ansicht auf die Existenz einer Schieferscholle im Tonalitgneiss (beim Najaunik SSO von Schwarzenbach) und auf den Umstand, dass der Schieferzug auch im S (SO von Plesivec, dort, wo der Tonalit unter die oligocaenen Ablagerungen der Bucht von Windischgraz hinabtaucht), wenn auch räumlich sehr wenig ausgedehnt, zu Tage tritt. Die Schieferscholle fasst Teller als Fragment (vgl. F. Löwl [2]), Der Granatspitzkern, p. 629) der alten Schieferkuppel auf. Der Mangel an Contacterscheinungen wird den gewaltigen Ueberschiebungen zugeschrieben, von denen sowohl der Tonalitgneiss als auch der Schieferzug betroffen wurde. Auffallend ist der gänzliche Mangel von Intrusionen des Tonalitgneisses in die Hüllschiefer. Die erste Veränderung hätten nach Teller die ursprünglichen Sedimente des Schieferzuges durch Berührung mit dem Tonalitmagma erlitten. Dem Contact mit dem Granitit gehören beispielsweise die Fruchtschiefer an.

Die Zeit, in der das Granititmagma eruptiv wurde, verlege ich an das Ende jenes grossartigen Ueberschiebungsprocesses, von dem namentlich der westlich vom Wistrabruch liegende Abschnitt der Aufbruchszone heimgesucht worden ist, und es ist ganz leicht möglich, dass die Eruption des Granitits eine Folge dieser Ueberschiebung war und dem Aufreissen einer tiefen, peripher verlaufenden Spalte ihre Entstehung verdankt.

Merkwürdig ist, dass der Schieferzug auf der Nordseite des Granitits völlig fehlt. Doch fand ich im Leppengraben grosse Schiefereinschlüsse im Randporphyr und möchte daher annehmen, dass der Schieferzug nördlich vom Granitit zwar vorhanden war, aber mit

[1]) Vergl. auch meinen Vortragsbericht in den Verh. d. k. k. geol. R.-A. Sitzung vom 18. Februar 1896.

[2]) Löwl F.: Der Granatspitzkern. Jahrb. d. geol. R.-A. Bd. 45. Wien 1895.

einem Theil der Randzone und den Grünschiefern zur Tiefe gesunken ist. Ich stütze mich dabei auf das zahlreiche Vorkommen von Harnischen am Nordrande des Granitits und das Auftreten von Mineralquellen in der Nähe dieser unbestreitbaren Störungslinie.

Petrographischer Theil.

I a. Tonalitgneiss.

Makroskopische Merkmale.

Becke[1]) hebt in den „Petrographischen Studien am Tonalit der Rieserferner" die „auffallende Gleichmässigkeit des Rieserfernertonalits in seinen centralen Partien" hervor. Aehnliches gilt auch für den südkärntnerischen Tonalitgneiss, jedoch mit dem Unterschiede, dass an ihm weder eine Randzone ausgebildet ist, wie sie in den Rieserfernern den Kerntonalit umgibt, noch andere auffällige Abänderungen des Gesteins zu beobachten sind. Der Tonalitgneiss bleibt sich in seiner ganzen Länge und Mächtigkeit gleich. Sowohl mit freiem Auge als auch u. d. M. ist kein Wechsel in seiner Beschaffenheit wahrzunehmen. Basische Concretionen und aplitische Adern bringen hie und da eine Abwechslung in das einförmige Gestein. Wir sind zu der Annahme berechtigt, dass das Tonalitmagma einheitlich erstarrt ist.

Makroskopisch hat der Tonalitgneiss grosse Aehnlichkeit mit dem Kerngestein der Riesenferner, ist aber gröber im Korn und kommt so den Adamello-Tonaliten näher. Charakteristisch für ihn sind die grossen, oft bis zu 2 *cm* langen und 1 *cm* dicken Säulen von Hornblende, die in gleicher Grösse in den Rieserfernern nicht vorkommen, wohl aber in manchen Tonaliten des Adamello häufig sind.

Die Flaserung ist am Tonalitgneiss allenthalben sichtbar, ungeflaserte Stücke sind mir von keiner Localität bekannt. Salomon[2]) hat statt des Ausdruckes „Tonalitgneiss" die Benennung „gneissartiger Tonalit" vorgeschlagen, die wohl präciser, aber länger ist, und ausserdem ist die von Suess[3]) eingeführte Bezeichnung „Tonalitgneiss" vollkommen unzweideutig.

Löwl macht in seiner Arbeit „Der Granatspitzkern"[4]), p. 617 einen sehr beherzigenswerthen Vorschlag über die Anwendung des Begriffes „Gneiss", indem er unter Anderem empfiehlt, den Ausdruck „Gneiss" blos für ein feldspathhältiges Sediment zu verwenden und

---

[1]) Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. Wien 1893.

[2]) Salomon W.: Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Mte. Adamello. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

[3]) Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

[4]) Löwl F.: Der Granatspitzkern. Jahrb. d. geol. R.-A. Bd. 45. Wien 1895.

gequetschte Eruptivgesteine mit gneissartigem Habitus mit ihrem wirklichen Namen und Vorhersetzung des Wörtchens „Flaser“ zu benennen. So benennt er das gneissartige Gestein des Granatspitzmassivs „Flasergranit“. Wenn sich der Name Tonalitgneiss nicht so eingebürgert hätte, würde ich gewiss zuerst „Flasertonalit“ schreiben und die Hüllschiefer des Tonalitzuges ruhig „Gneiss“ nennen.

Die Flaserung und die unebene Spiegelung der Biotitschuppen und Hornblendesäulen verrathen schon äusserlich die stattgehabte Pressung, welcher der Tonalitgneiss ausgesetzt war.

Der Biotit zeigt nur selten und unvollkommen auf den Spaltflächen die regelmässige sechsseitige Form, die dem Biotit des Rieserfernertonalits zukommt, und tritt nie säulenförmig auf. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die ursprünglich idiomorphe Gestalt des Biotits durch die stattgefundene Pressung verwischt worden ist.

Bereits mit freiem Auge gewahrt man in den Bruchflächen der Hornblendesäulen und auch in den Biotitschuppen kleine weisse Körner; es sind Plagioklaseinschlüsse. Ueberaus häufig liegen solche Plagioklaskörnchen gleichsam in einem weitmaschigen Netzwerk von Aggregaten überaus zarter Biotitschüppchen. Dazwischen blitzen vielfach die grösseren Biotitschuppen auf. Die mikroskopische Untersuchung lehrte, wie weiter unter gezeigt werden wird, dass zwischen den echten Einschlüssen von Plagioklas und seinem einschlussartigen Auftreten zwischen dünnen Biotitaggregaten ein wesentlicher Unterschied besteht.

An dem farblosen oder weissen, aus Quarz und Plagioklas bestehenden Rest ist äusserlich wenig Wesentliches bemerkbar.

Bei beginnender Verwitterung wird der Tonalitgneiss durch Oxydation des *FeO* der Bisilicate gelblich, später bräunlich. Die Bildung von Tonalitgruss, in dem hie und da noch weniger verwitterte, abgerundete Blöcke liegen, bezeichnet die letzte Verwitterungsphase.

Mikroskopische Physiographie.

Structur.

Die mikroskopische Musterung der Dünnschliffe enthüllt uns ein zwar schon oft gesehenes und genau beschriebenes, aber stets fesselndes Structurbild. Als ob der Satz sich auch hier bewahrheitet, dass Alles in der Natur vergänglich ist, so erweckt dieses Bild den Anschein, als habe die Natur begonnen, ihr eigenes Werk wieder zu zerstören, zu zertrümmern. Die gigantischen und doch so allmälig wirkenden Kräfte, die ein Massengestein schon äusserlich erkennbar beeinflussen und die verschiedensten durch einseitige Pressung bedingten Phänomene hervorbringen, sind an den Mineralen des Tonalitgneisses mit Hinterlassung einer deutlichen Spur vorübergegangen.

Die Hornblendesäulen sind geknickt, ihre Spaltrisse verworfen, die Biotitschuppen gebogen und gefältelt, die spröderen Plagioklase (vgl. Taf. V [I], Fig. 1, 2, 3 u. 4) und Quarze zerbrochen und wieder verkittet, kurz, es ist in jedem Schliffe die ausgesprochene Kataklas-

structur vorhanden. Törnebohm's[1]) Mörtelstructur ist vielfach zu beobachten.

Im Allgemeinen ist die Structur des Tonalitgneiss die holokrystallin-hypidiomorphkörnige im Sinne von Rosenbusch.

Durch die Flaserung ist die Structur zwar ein wenig verwischt, aber immerhin noch sehr deutlich erhalten.

Die Zahl der mikroskopischen Methoden zur Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale hat sich in den letzten Jahren bedeutend vermehrt. Durch Einführung neuer und Verbesserung älterer Apparate ist man heute im Stande, optische Bestimmungen u. d. M. zu erzielen, die an Genauigkeit wenig zu wünschen übrig lassen.

Das ersehnte Ziel, die einzelnen Glieder aller isomorphen Mischungsreihen, soweit diese in der Petrographie eine Rolle spielen, zu bestimmen, ist noch lange nicht erreicht. Man kennt bis jetzt blos eine einzige Reihe von isomorphen Gliedern so genau, dass man sofort und unzweideutig aus dem optischen Verhalten die chemische Constitution quantitativ feststellen kann. Es ist dies die Gruppe der Plagioklase. Schuster[2]) hat gezeigt, wie sich mit der Aenderung in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Plagioklasmischungen auch das optische Verhalten gesetzmässig ändert. Fouqueé[3]), M. Levy[4]), Becke[5]) und Fedorow[6]) haben die Untersuchungen fortgesetzt und neue Methoden ersonnen, die alle zum Ziele geführt haben. Man kann ruhig sagen, dass es in einem Dünnschliffe eines an Plagioklas reichen Gesteins sicher keine Stelle gibt, an der nicht mit Hilfe dieser oder jener Methode eine exacte Bestimmung des vorliegenden Plagioklases möglich ist, vorausgesetzt, dass die Dimensionen nicht unter eine gewisse Grösse herabgehen. Die einzelnen Gemengtheile des Tonalitgneiss werden nach Becke's[7]) Reihenfolge (nach dem Mengenverhältnisse) besprochen.

---

[1]) Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie etc. 3. Aufl. (2. Bd.), pag. 80.

[2]) Schuster M.: Ueber die optische Orientirung der Plagioklase. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. Wien 1881.

[3]) Fouqueé F.: Contribution a l'étude des Feldspaths des Roches Volcaniques. Paris 1894.

[4]) Michel-Levy: Etude sur la Determination des Feldspathes. I. H. Paris 1896.

— Dasselbe. II. H. Paris 1896.

[5]) Becke F.: Unterscheidung von Quarz und Feldspathen mittels Färbung. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

— Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. Wien 1893.

— Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.

— Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIV. Bd., 6 H. Notiz.

[6]) Fedorow E. v.: Die zu den optischen Axen normalen Schnitte der Plagioklase. Z. f. Kryst., 25. Bd. 1895.

[7]) Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. 1893.

Plagioklas.

Der Plagioklas fällt bereits makroskopisch durch seine schneeweisse Farbe und den Glanz auf den Spaltflächen auf. U. d. M. bemerkt man sowohl in Schnitten parallel *M* (Taf. V [I], Fig. 1 u. 2) als auch in solchen aus der Prismenzone die deutliche Zonarstructur, die in der Nähe des Randes verschwindet. Nach Aussen ist die Grenze der Plagioklasindividuen ganz unregelmässig. Der Plagioklas ist also eine Zeit lang idiomorph gewachsen, seine Gestalt ging verloren, als er mit anderen noch auskrystallisirenden oder schon fertigen Gemengtheilen zusammentraf. Tritt Plagioklas in der Form von Einschlüssen (als alte Ausscheidung) in der Hornblende und im Biotit auf, so ist seine idiomorphe Gestalt erhalten. Gleiches beobachtete Becke am Tonalit der Rieserferner. Diese Einschlüsse besitzen stets eine geringe Grösse.

Aus dem Verlauf der Zonenlinien (vgl. Taf. V [I], Fig. 1 u. 2) konnten die Tracen von *P*, *x*, *y* und *l* (*t*) sichergestellt werden.

Zwillingsbildungen nach dem Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz sind allgemein verbreitet.

Nie sind die Plagioklase vollkommen frisch; trübweisse Neubildungen erfüllen das Innere. Namentlich die basischen Zonen unterlagen rasch der Verwitterung.

Auch am äusseren Rande, besonders wenn dieser an Quarz grenzt, ist fast stets ein feiner angewitterter Saum vorhanden. Dadurch wurde die Bestimmung der Plagioklase mittelst der Lichtbrechungsunterschiede gegenüber dem Quarz[1]) sehr erschwert.

Die Plagioklase des Tonalitgneisses bekunden in ihrer Form und in ihrem Aufbau die ausserordentliche Aehnlichkeit mit den Plagioklasen des Rieserferner-Tonalit. Die Eintheilung in schwammiges Kerngerüst, Füllsubstanz und äussere Hülle, wie sie Becke[2]) aufgestellt hat, gilt auch hier. Basische Wiederholungen der Zonen, abwechselnde Schichten basischer und saurer Mischungen sind recht verbreitet.

In Schnitten nach *M* ist die optische Untersuchung des Kernes im convergenten Lichte oft nur mittelst des Czapski'schen Oculars möglich, so lückenhaft erscheint das Innerste der Individuen. Die Schliffbilder Fig. 1 und 2 der Taf. V [I], sowie die Figuren 1 und 2 der Taf. VI [II] zeigen diesen Bau.

An der Hand der Skizze eines Plagioklasdurchschnittes wenig schief zu *M* soll der Aufbau desselben, wie er sich zwischen gekreuzten Nicols enthüllt, erläutert werden (Fig. 5). Das Kerngerüst (1) ist weiss gehalten. Man bemerkt die unregelmässigen Umrisse. Die punktirten Stellen versinnlichen die verwitterten Partien, die theils ebenfalls unregelmässig sind, theils den Zonen parallel verlaufen. Im Kerngerüst ist ein schraffirter, der Füllsubstanz (2) angehöriger Fleck

---

[1]) Becke F.: Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe. CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.

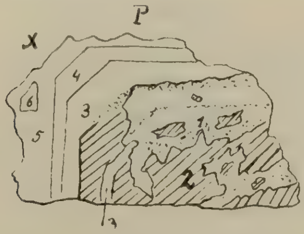
[2]) Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. 1893.

eingezeichnet. Auch diese Füllsubstanz ist zuweilen inhomogen, wie das partienweise unregelmässige Auslöschen in ihrem Innern lehrt. Es folgt die deutlich zonar struirte innere Hülle (3 und 4). Die äusserste Hülle (5) ist frei von gut ausgeprägter Zonarstructur, jedoch verräth die beim Drehen des Präparates mit den Krystallumrissen parallel wandernde Auslöschungsschiefe ihr Vorhandensein. Das Schliffbild Taf. V [I], Fig. 1 zeigt die Inhomogenität in den centralen Partien zweier Plagioklase. Vortrefflich sind Durchschnitte solcher Plagioklase wiedergegeben in M. Levy's „Etude sur la Determ. d. F. etc.", II. Heft.

Die Dispersion der Auslöschungsschiefen ist gut zu beobachten. Becke's Worte: „Stellt man die Füllsubstanz oder die innersten Hüllen eines der complicirten Plagioklasdurchschnitte ‖ (010) auf Dunkel

Fig. 5.

Plagioklas-Durchschnitt ‖ (010).



Zonarer Aufbau eines Plagioklas (schief zu *M*).
1. Schwammiges Kerngerüst z. Th. verwittert.
2. Füllsubstanz ⊥ *c*.
3. und 4. Innere Hüllen.
5. (6.) Aeussere Hüllen.

Die feinpunktirten Stellen sind verwitterte Partieen.

ein, so erscheint das Kerngerüst gelblich, die äussere Hülle bläulichweiss", treffen bezüglich der Plagioklase des Tonalitgneiss völlig zu; in dem Durchschnitte (Fig. 5) tritt die Erscheinung der Bisectricendispersion ein, wenn die mit 2 bezeichnete Partie (Füllsubstanz) auf Dunkel eingestellt wird.

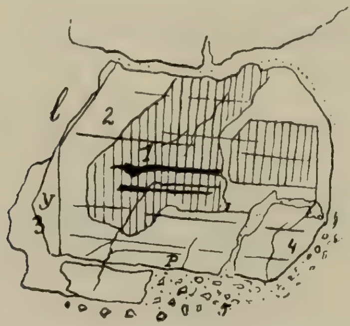
Untersucht man diesen Durchschnitt mit dem Czapski-Ocular im convergenten Lichte, so findet man bald eine Stelle, auf der die Mittellinie *c* (positive Bisectrix) normal austritt. Es ist die Partie 2, also die Füllsubstanz. Die Auslöschungsschiefe für 2 beträgt $Pa = -31^0$. Mit Hilfe der Projection in M. Levy's „Etude etc.", I. Heft, Tafel VI, lässt sich sofort ermitteln, dass ein Labrador von der Zusammensetzung $Ab_2\,An_3$ vorliegt. Auch die Curve „Section perpend à *ng*", Tafel X (Etude etc., II. H.) führt zu dem Resultat, dass die Füllsubstanz ein Labrador von circa $60^0/_0$ Anorthit ($= Ab_2\,An_3$) ist.

Die Zusammensetzung des Kerngerüstes (1), $Pa = -44^0$ bis -45^0, ermittelt man rasch und mit ziemlicher Genauigkeit, wenn man auf Millimeterpapier die Procentzahlen als Abscissen, die Auslöschungswinkel als Ordinaten aufträgt. Man bestimmt zunächst die

Auslöschungsschiefen der vorhandenen Zonen. Auf Tafel VI (Etude etc., I. Heft) liegt der Pol der Mittellinie *c* im 36. Meridian und im 25. Breitegrad. Man sieht nun nach, was für eine Auslöschung an dieser Stelle z. B. dem Labrador $Ab_1\,An_1$ (50% An.) Tafel V und dem Anorthit (100% An.) Tafel VII entspricht. Man erhält die Zahlen -20^0 und -57^0, die als Ordinaten über den entsprechenden Procentzahlen aufgetragen werden; desgleichen wird die Auslöschungsschiefe von -31^0, die den Labrador $Ab_2\,An_3$ in einem Schnitte senkrecht *c* charakterisirt, als Ordinate eingezeichnet. Durch diese drei Punkte wird eine Curve gelegt. Wo die Curve die Ordinate 45^0 (Kerngerüst *Pa*) schneidet, liegt auf der Abscissenaxe der Punkt „80% Anorthit".

Fig. 6.

Tonalitgneiss, Wistra.



Zonarer Aufbau von Plagioklas.

1. Kerngerüst.
2. Füllsubstanz.
3. und 4. Hüllen.
5. Mikroklin und „Mörtelstructur".

Der Mikroklin (punktirt) bildet in der „Hülle" eine „Ader" *M. A.* im Sinne Becke's Oben erscheint der Plagioklas zersprungen; die entstandene Kluft wurde von Mikroklin ausgefüllt.

Die zwei dunklen Streifen im Kerngerüst bestehen aus Epidot.

Das Kerngerüst wird also gebildet von einem Bytownit $Ab_1\,An_4$. So ergeben sich aus dieser Curve für die verschiedenen Auslöschungsschiefen im Durchschnitte (Fig. 6) folgende Plagioklasmischungen[1]):

[1]) In Hintze, „Handbuch der Mineralogie", p. 1443, finden sich Angaben über die von Joly im Jahre 1891 publicirten Schmelzpunkte der Feldspathe. Bezüglich der Plagioklase wurden folgende Schmelzpunkte festgestellt: Albit 1175° C., Oligoklas 1220° C., Labradorit 1230° C. Diese Zahlen sprechen eine deutliche Sprache; denn mit wenigen Ausnahmen trifft man in den zonar struirten Plagioklasen der Eruptiv- und Ergussgesteine stets im Kern die basischeste Mischung an, in den Randpartien nach aussen zu immer saurere. Zuerst schieden sich aus dem Magma die am schwersten schmelzbaren Feldspathe aus, später die leichter schmelzbaren Mischungen. Den niedrigsten Schmelzpunkt besitzt der Sanidin mit 1140° C., Adular und Mikroklin schmelzen bei 1175° C.; die natronhältigen Kalifeldspathe schmelzen also leichter als die natronfreien, wie es der Regel für die Schmelzpunkte von Gemischen entspricht.

1. Kerngerüst	*Pa* — 45°	80% An.	$Ab_1\,An_4$ (angenähert)	Bytownit.
2. Füllsubstanz	*Pa* — 31°	60% An. =	$Ab_2\,An_3$	Labrador.
3. u. 4. Innere Hülle	*Pa* — 26°	56% An.	$Ab_3\,An_4$	Labrador.
	Pa — 21°	50% An.	$Ab_1\,An_1$	
5. u. 6. Aeussere Hülle	*Pa* — 16°	45% An.	$Ab_4\,An_3$	Andesin.
	Pa — 8°	37% An.	$Ab_5\,An_3$	
	Pa — 2° bis 0°	25% An.	$Ab_3\,An_1$	Oligoklas.

Die hier beschriebene Curve gilt natürlich blos für den einen Fall, dass die Mittellinie *c* an der Stelle des Durchschnittes normal austritt, die der Mischung $Ab_2\,An_3$ entspricht.

Fig. 7.

Tonalitgneiss, Wistra.

Geborstener und verworfener Plagioklas.

Die breiten Schraffen versinnlichen die Albit-Lamellen. Die Kluft zwischen den beiden aus ihrem Zusammenhange gebrachten Stücken des Plagioklas ist von neugebildetem (wohl aus Biotit und Plagioklas hervorgegangenem Epidot (punktirt) ausgefüllt.

An einem Durchschnitte, der parallel *M* getroffen ist, wurden folgende Auslöschungsschiefen *Pa* gemessen:

Kern	*Pa* — 27°	$Ab_1\,An_2$	Labrador.
Innere Hülle	*Pa* — 22°	$Ab_3\,An_4$	
	Pa — 16°	$Ab_1\,An_1$	
Aeussere Hülle	*Pa* — 7°	$Ab_3\,An_2$	
	Pa — 3°	$Ab_2\,An_1$ — $Ab_3\,An_2$	
Aeusserster, nur an zwei kleinen Stellen ausgebildeter Rand	*Pa* + 6°	$Ab_3\,An_1$	

Bisweilen finden wir in den Durchschnitten Adern eines schwächer lichtbrechenden Plagioklases, der mit seinem Wirth parallel orientirt ist und aus einem saueren Oligoklas besteht. Die Adern dürfen nicht verwechselt werden mit den Klüften, die so überaus häufig die Plagioklasdurchschnitte durchziehen und von Quarz, Mikroklin (vgl. das Schliffbild Taf. V [I], Fig 3), Biotit, Chlorit, Epidot (Fig. 7) oder Biotit ausgefüllt sind. Diese Kluftausfüllungen sind der

Kitt zerborstener Plagioklase, wobei die einzelnen Bruchstücke ihre gegenseitige Orientirung verloren haben. Treten dagegen echte Adern auf, so geht die einheitliche Orientirung des Plagioklas-Individuums nicht verloren. (Vgl. die echte Mikroklinader *M. A.* in Fig. 6.)

Durchschnitte, die senkrecht zur Albit-Zwillingsebene getroffen sind und gleichzeitig das Karlsbader Zwillingsgesetz ausgebildet haben, sind zur Bestimmung der Plagioklasart überaus tauglich. (Methode von M. Levy, Etude etc., I. Heft.)

Die Messung der correspondirenden Auslöschungsschiefen an solchen Doppelzwillingen ergab für den Kern gleichfalls basischen bis normalen Labrador $Ab_2\,An_3$ — $Ab_1\,An_1$. Das Kerngerüst war nie in frischem Zustande erhalten und fehlte in manchen Durchschnitten, wenn diese mehr die Randpartien von Plagioklasen getroffen hatten. Für die Aussenzonen ergab sich Andesin (ungefähr $Ab_5\,An_2$) und basischer Oligoklas ($Ab_3\,An_1$).

Folgendes sind die Belege einiger Messungen. (Zum Vergleiche diene die Fig. 2 in M. Levy's Etude etc., I. Heft, p. 32.)

1. Durchschnitt: Die Albitlamellen sind gleichmässig erhellt, wenn die Trace von *M* einem Nikolhauptschnitte parallel liegt. In der ε-Stellung („45°-Stellung") verschwinden die Albitlamellen. Das Individuum 1 und 1′ besitzt höhere Interferenzfarben, aber eine kleinere Auslöschungsschiefe als 2 und 2′, das dazugehörige Karlsbader Individuum.

Der Durchschnitt gehört somit der Rückseite des Doppelzwillings an.

	Steigende Interf.-Farben		Fallende Interf.-Farben		
Kern	1	− 5°	2	+ 12°	$Ab_1\,An_1$ Labrador
	1′	+ ?	2′	− ?	
Hülle	1	− 1°	2	+ 6°	$Ab_5\,An_3$ Andesin
	1′	+ ?	2′	− ?	

Die den Individuen 1′ und 2′ entsprechenden Lamellen waren so schmal, dass ihre Einstellung auf Dunkel sehr unsicher war.

2. Durchschnitt:

	Fallende Interf.-Farben		Steigende Interf.-Farben		
Kern	1	− 20°	2	− ½°	$Ab_1\,An_1$ Labrador.
	1′	+ 19°	2′	− 3°	
Aeusserste Hülle	1	0°	2	2°	$Ab_3\,An_1$ Oligoklas.

Mittelst Anwendung der von Becke[1]) construirten Zeichenvorrichtung (Camera lucida und drehbarer, in Grade getheilter Zeichentisch) ist in Durchschnitten, in denen die Mittellinie *c* und eine Axe austritt, die Bestimmung des Axenwinkels 2 *V* sehr erleichtert. Am

---

[1]) Becke F.: Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIV. Bd., 6. H. Notiz.

— Die Gesteine der Columbretes. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. Band XVI, p. 155—179 und p. 308—336. Wien 1896.

günstigsten sind die Resultate der Messungen, wenn c höchstens um 10° von der Axe des Instrumentes abweicht. Tritt c unter einem erheblich grösseren Winkel als 10° vom Centrum des Gesichtsfeldes aus, so werden die Resultate ungenau: man findet den Winkel $2\,V$ dann stets zu hoch.

Diese Methode hat auch den Vortheil, dass die verschiedene Lage der Axenebene in den einzelnen Zonen ermittelt werden kann.

An einem zonar gebauten Schnitte, der wenig schief zu M getroffen war, ergaben sich folgende Werthe für $2\,V$:

$$\text{Kern } (K) = 77^0$$
$$\text{Füllsubstanz } (F) = 76^0$$

Die Axenebenen von K und F sind unter einem Winkel von ca. 17° gegeneinander gedreht. Nach Fouqueé [1]) charakterisiren die gemessenen Winkel einen Labrador zwischen $Ab_3\,An_4$ und $Ab_1\,An_2$, kommen aber auch am Albit vor, von dem wir indessen hier ruhig absehen können.

Die kleinen idiomorphen Plagioklase, die als Einschlüsse in der Hornblende und im Biotit auftreten, sind stets basisch, wie die grosse auf Labrador oder gar Bytownit weisende Auslöschungsschiefe in Schnitten parallel M zeigt.

Die Methode der Lichtbrechung [2]) kam wegen der vorhandenen Trübung der Grenzcontouren zwischen Plagioklas und Quarz wenig zur Anwendung. Sehr brauchbar erwies sie sich für die Erkennung des Mikroklins und bei der Bestimmung der Plagioklasart in den Mikropegmatit-Zapfen, wo die Grenze zwischen den Quarzstängelchen und dem Plagioklas stets frisch ist.

Parallelstellung:

1. $\omega < \alpha'\,;\ \varepsilon < \gamma$
2. $\omega = \alpha'$

Kreuzstellung:

1. $\omega < \gamma'\,;\ \varepsilon = \alpha'$
2. $\omega < \gamma'$

1 weist auf Andesin von der Zusammensetzung $Ab_3\,An_2$, 2 auf einen Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_3\,An_1 - Ab_2\,An_1$.

Die Färbemethode [3]) mittelst Baumwollblau wurde benützt, um einen Ueberblick der farblosen Gemengtheile zu erhalten. Die überwiegende Menge von Plagioklas konnte auf diese Weise festgestellt werden. Innerhalb der einzelnen Plagioklasdurchschnitte selbst treten bei behutsamer Aetzung und nachträglicher Färbung die basischen,

[1]) Fouqueé F.: Contribution a l'étude des Feldspaths des Roches Volcaniques. Paris 1894.

[2]) Becke F.: Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.

[3]) Becke F.: Unterscheidung von Quarz und Feldspathen mittelst Färbung. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

intensiver gefärbten Partien gegenüber den sauren, weniger angegriffenen überaus anschaulich hervor.

Fassen wir die hier mitgetheilten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich Folgendes: Bereits in die ersten Erstarrungsphasen des Magmas fallen die Anfänge der Plagioklasbildung, noch bevor die Hornblende und der Biotit völlig auskrystallisirt waren. Es krystallisirten zunächst Bytownit und Labrador. Durch Corrosion wurden die alten Plagioklasausscheidungen, sofern nicht eine Umhüllung von Biotit oder Hornblende sie davor schützte, zum Theil und mit Hinterlassung sehr unregelmässiger gezackter Ränder resorbirt. Auf die Resorptionsperiode folgte ein neuerlicher Absatz von Plagioklassubstanz, so dass theils immer kalkärmere Schichten continuirlich auf einander folgten theils mit kalkreicheren abwechselten (basische Recurrenzen). Becke hat seine Ansicht über dieses zonare Wachsen der Plagioklase mit Berücksichtigung der basischen Wiederholungen in seiner Arbeit über den Tonalit der Rieserferner ausgesprochen, auf die ich ganz verweise.

Das idiomorphe Wachsthum der Plagioklase dauerte lange, bis zum Beginne der Quarzausscheidung an. Von diesem Momente an begann der Kampf zwischen Quarz und Plagioklas um die Erhaltung der Form. Beide wuchsen eine Weile mit einander, die idiomorphe Gestalt des Plagioklases wurde verwischt. Im Tonalitgneiss spielten bei dem Umstande, dass der Plagioklas selbst gegen den Quarz so unregelmässig abgrenzt, die Wirkungen des Gebirgsdruckes wohl auch eine bedeutende Rolle.

Zuweilen beherbergen die Plagioklase Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Eisenerz.

Quarz.

Dieser an Menge gleich auf den Plagioklas folgende Bestandtheil besitzt niemals eine selbstständige Krystallform, sondern tritt blos in Körnern auf. Zuckerkörnige Aggregate, deren charakteristisches Bild bei gekreuzten Nicols allgemein als Kataklasstructur bezeichnet wird, sind sehr verbreitet. (Vgl. die verschiedenen Schliffbilder von Tonalitgneiss.) Grössere Quarzkörner zeigen entweder undulöse Auslöschung oder den Zerfall in längliche, stets parallel der krystallographischen Verticalaxe orientirte Streifen.

Im convergenten Lichte ist deutlich ein Oeffnen und Schliessen des Axenbildes wahrnehmbar.

Einschlüsse fremder Minerale sind nicht häufig. Hie und da ist ein kleines Körnchen oder Säulchen von Zirkon aufzufinden. Lange haarförmige, öfters gekrümmte oder zerrissene Nadeln eines dunklen Minerales konnten mit Hilfe sehr starker Objective erkannt, aber nicht näher bestimmt werden.

Ausserdem umschliessen die Quarzkörner hin und wieder sechsseitige bräunlichgraue Schüppchen von Titaneisenglimmer.

Flüssigkeitseinschlüsse mit tanzenden Libellen durchziehen in Form von Schnüren die Quarzkörner.

Biotit.

Der Biotit tritt in zwei Formen auf: in Gestalt grösserer schwarzer Schuppen und als klein- und verworrenschuppiges Aggregat. In letzterem Falle umschliesst er stets grössere oder kleinere Plagioklase, die nie eine so völlig idiomorphe Gestalt besitzen, wie die in den grösseren (einheitlichen) Biotitschuppen vorkommenden echten Plagioklaseinschlüsse.

Die grösseren Schuppen (vgl. das Schliffbild Taf. V [I], Fig. 1) erscheinen u. d. M., besonders deutlich in Durchschnitten senkrecht zur Spaltbarkeit nach (001), stets geknickt und löschen dann nicht einheitlich, sondern undulös aus. Auch bei ausgeschaltetem Tubus-Analysator beobachtet man „wandernde Schatten“, hervorgerufen durch den kräftigen Dichroismus

$$\mathfrak{a}\,(\varepsilon) = \text{hellgelb}$$
$$\mathfrak{c}\,(\omega) = \text{dunkelbraun bis tief schwarzbraun.}$$

Die Absorption ist überaus gross:

$$\mathfrak{c}\,(\omega) > \mathfrak{a}\,(\varepsilon).$$

Becke hat die am Biotit des Rieserfernertonalit auftretenden Gleitflächen gemessen. Auch am Biotit des Tonalitgneiss konnte festgestellt werden, dass steile Gleitflächen vorhanden sind. Der Winkel, den die Tracen dieser Gleitflächen mit den Spaltrissen (Trace von (001) einschliessen, ist $\pm > 70^{\circ}$; daneben kommen aber auch weniger steile vor $\pm 60^{0}$ und $< 60^{0}$.

Im convergenten Lichte zeigen Spaltblättchen ein geschlossenes Axenkreuz, das sich beim Drehen des Präparates in kaum merklicher Weise öffnet. Der Biotit ist also zweiaxig mit einem sehr kleinen Axenwinkel.

Die Doppelbrechung ist hoch, konnte aber wegen Mangel an verwendbaren Durchschnitten (konoskopisch symmetrische Schnitte $\perp \mathfrak{b}$) nicht gemessen werden.

Die Umwandlung des Biotit in grünlichen, schwach und positiv doppelbrechenden Chlorit ist eine allgemeine Erscheinung.

Die feinschuppigen Biotitaggregate, die bereits makroskopisch in Form unregelmässiger Flatschen hervortreten, tragen das Meiste zu der gneissartigen Flaserung bei. Wie später bei der Besprechung der Dynamometamorphose gezeigt werden wird, hängt die Bildung dieser Biotitblätter auf das Innigste mit der Pressung zusammen, von der der Tonalitgneiss betroffen worden ist.

Hornblende.

Unter dem Mikroskop ist die idiomorphe Ausbildung der Hornblende blos in Schnitten aus der Prismenzone erkennbar. Durchschnitte parallel zu der Verticalaxe besitzen nie eine terminale Endigung, sondern setzen mit unregelmässigen zackigen Rändern gegen die übrigen Minerale ab.

An den Querschnitten der Hornblendesäulen sind die Tracen von (010) und (110) erkennbar. Die Querfläche (100) wurde nicht beobachtet. Die Spaltbarkeit nach (110) ist sehr vollkommen.

Die Hornblende wird mit grünen und gelben Farben durchsichtig, je nach der Orientirung der Durchschnitte.

Spaltblättchen parallel (110) ergaben eine Auslöschungsschiefe $cc = 14^0$, Schnitte parallel (010) eine solche von ungefähr 20^0.

Der Pleochroismus ist kräftig, desgleichen die Absorption.

$\mathfrak{a}$ hellledergelb
$\mathfrak{c}$ blaugrün
$\mathfrak{b}$ blaugrau mit einem Stich in's Grüne
$\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.

Für die Feststellung der Ausscheidungsfolge ist die Beobachtung, dass Biotit in automorpher Gestalt oder ein aus ihm hervorgegangener Chlorit Einschlüsse in der Hornblende bildet, sehr werthvoll. Apatit ist überaus häufig von Hornblende umhüllt, ebenso basischer idiomorpher Plagioklas. Nie tritt aber der Fall ein, dass die Hornblende Einschlüsse im Biotit oder Plagioklas bildet.

Mikroklin.

Ob der im Tonalitgneiss in geringer Menge vorkommende Kalifeldspath Orthoklas oder Mikroklin ist, oder ob beide sich am Aufbau des Gesteines betheiligen, war nicht zu entscheiden. Die Gitterstructur ist mitunter wohl wahrnehmbar, auch die undulöse Auslöschung könnte, falls sie nicht auf Druckwirkungen zurückzuführen ist, als Erkennungszeichen für den Mikroklin gelten. Daneben kommen aber in weitaus grösserer Menge Ausscheidungen von Kalifeldspath vor, frei von Gitterstructur und undulöser Auslöschung. Es wurde hauptsächlich nach Analogie mit dem Rieserfernertonalit geschlossen, dass aller Kalifeldspath Mikroklin sei.

Nie bildet der Mikroklin regelmässige Krystalle, im Dünnschliffe erscheint er nur in zufälliger Form, die Lücken zwischen den anderen Bestandtheilen ausfüllend. Die Diagnose auf Kalifeldspath ist sehr sicher: Schwächere Lichtbrechung als Quarz, Plagioklas und Canadabalsam, so dass beim Tiefstellen des Tubus die zackigen Umrisse kräftig hervortreten, niedere Interferenzfarben, zweiaxig. Nie erreichen die Mikroklinpartien eine solche Grösse, dass sie makroskopisch erkennbar werden und die Herstellung orientirter Schliffe gestatten. Die Bestimmung der Auslöschungsschiefe musste unterbleiben, da weder Spaltrisse noch Krystallumrisse vorhanden waren.

Mit Vorliebe stellt sich der Mikroklin dort ein, wo die Mörtelstructur auftritt. Sehr häufig — und nur im Mikroklin — sind in ihm die Mikropegmatitzapfen eingesenkt, die nach Becke's Ansicht [1]) zu den jüngsten Ausscheidungen des Magmas gehören.

---

[1]) Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. Wien 1893.

Die Klüfte zwischen geborstenen Plagioklasen sind oft von Mikroklin ausgefüllt, der in dem abgebildeten Falle (Schliffbild Taf. V [1], Fig. 3) gangförmig von einem einheitlichen Mikroklinkorn ausstrahlt und mit diesem optisch parallel orientirt ist.

Um einen Ueberblick über die Menge der im Tonalitgneiss enthaltenen wesentlicheren Gemengtheile zu bekommen, wurde das gröbliche Pulver mittelst Methylenjodid nach abnehmendem specifischen Gewichte zerlegt. Die Wägung der einzelnen Partien lieferte die folgenden percentischen Zahlen, neben denen zum Vergleiche die von Becke am Kerntonalit der Rieserferner gefundenen angeführt sind.

	Kärnten (Wistra)	Rieserferner	
Spec. Gew. > 2·736	24·1	39·6	Hornblende, Biotit etc.
„ „ > 2·621	73·8	57·8	Plagioklas und Quarz.
„ „ < 2·621	2·1	2·6	Mikroklin.

Auch am Tonalitgneiss aus der Wistra waltet also der Plagioklas mit dem Quarz vor.

Accessorische Gemengtheile.

Die kleine Reihe von accessorischen Mineralen wird repräsentirt durch Eisenerz (Ilmenit ?), Apatit, Zirkon und Rutil (?).

Das Eisenerz tritt nur hie und da und in kleinen opaken Körnchen auf. Auch im Tonalit der Rieserferner ist das Erz kein häufiger Gast. Dieser auffallende Mangel an dem in Eruptivgesteinen sonst so verbreiteten Mineral ist für den Tonalit charakteristisch. Ob das opake Erz aus Magnetit besteht oder aber Ilmenit ist, konnte nicht festgestellt werden. Titaneisenglimmer wurde als Einschlussmineral nicht selten beobachtet.

Der Zirkon ist stark licht- und doppelbrechend, einaxig, optisch positiv.

Als Rutil (?) könnte man die haarförmigen dunklen Einschlüsse im Quarz ansehen.

Ib. Basische Concretionen.

Die basischen Concretionen im Tonalitgneiss erreichen niemals eine bedeutende Grösse und zeichnen sich durch das Vorwalten der dunklen Gemengtheile gegenüber den farblosen aus. Die Concretionen zeigen stets deutliche Kataklasstructur.

Die Hornblende ist immer idiomorph; ausser (010) und (110) tritt auch (100) auf. Die Färbung ist die gleiche wie im Hauptgestein, Auslöschungsschiefe und Pleochroismus lassen nichts von den vorigen Angaben abweichendes erkennen.

Der Plagioklas ist im Kern basischer Labrador, in den Hüllen saurer Andesin. Das Kerngerüst ist niemals frisch, sondern in Muscovit oder Kaolin umgewandelt.

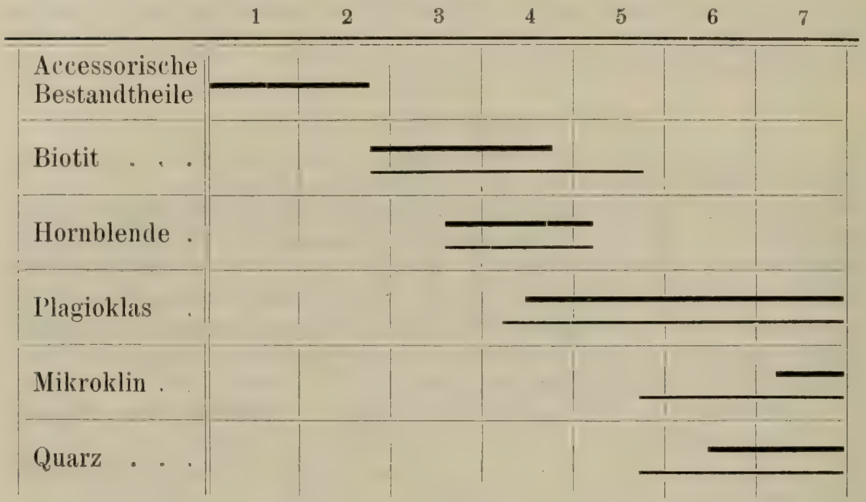
Der Biotit der basischen Concretionen im Tonalitgrus des Kramarcagrabens ist gänzlich in Chlorit umgewandelt; auch die

Hornblende ist von Chlorit verdrängt. Es ist wohl möglich, dass sich aus ihr zunächst Biotit und aus diesem unter Beibehaltung der Form Chlorit gebildet hat.

Das Auftreten von basischen Concretionen, von Aplitgängen, sowie die Art und Weise des geologischen Aufbaues beweisen die eruptive Natur des Tonalitgneiss. Auch die Reihenfolge, in der die Bestandtheile zeitlich nacheinander (und zum Theil miteinander) auskrystallisirt sind, lässt nur die Auffassung zu, dass der Tonalitgneiss ebenso eruptiver Natur ist, wie die übrigen alpinen Tonalite.

Vergleicht man das Schema der Ausscheidungsfolge mit dem von Becke für den Kerntonalit der Rieserferner construirten, so ergibt sich die grosse Aehnlichkeit zwischen beiden [1]).

Ausscheidungsfolge im Tonalitgneiss.



Die Zahlen bedeuten die willkürlich gewählten Erstarrungsepochen. Das Ineinandergreifen der Ausscheidungsperioden, zugleich auch die Dauer der Ausscheidungen der einzelnen Minerale ist ersichtlich. Bezüglich der drei Minerale Plagioklas, Mikroklin und Quarz ist von Wichtigkeit, dass sie zum Schlusse gleichzeitig auskrystallisirten. Dies gab den Anstoss zur Bildung der in den Rand von Mikroklinkörnern eingesenkten Mikropegmatitzapfen.

Ic. Mörtelstructur.

In der Nähe der unregelmässigen Mikroklinkörner und -Schmitzen ist oft jene Structur ausgeprägt, die Törnebohm [2]) Mörtelstructur

[1]) Die dünnen Striche unter den dickausgezogenen versinnlichen die Ausscheidungsfolge der Gemengtheile des Rieserfernertonalits nach Becke.

[2]) Rosenbusch H.; Mikroskopische Physiographie etc. 3. Aufl. (2. Bd.), pag. 80.

genannt hat. Winzig kleine, der Hauptsache nach aus Plagioklas und Quarz bestehende Stückchen umschliessen grössere Bruchstücke von Plagioklas, zuweilen auch von Chlorit. An der Zusammensetzung der Mörtelstructur betheiligen sich blos die Randpartien älterer Minerale: sie ist eine Triturationserscheinung und wird dadurch hervorgerufen, dass durch die gegenseitige Reibung der Minerale ein feiner Detritus gebildet wird. Sind grössere Schmitzen von Mikroklin in der Nähe der von der Mörtelstructur betroffenen Stellen (dies ist ein häufiger Fall), so erkennt man deutlich, dass auch die in den Mikroklin eingesenkten Mikropegmatitzapfen an der Zusammensetzung der Mörtelstructur theilnehmen.

Der Mikroklin bildet öfters — wie bereits erwähnt — apophysenartige Gänge in den Klüften zersprungener Plagioklase, wobei die Ausfüllungssubstanz optisch orientirt ist mit dem Mikroklinkorn, ein Beweis, dass der Mikroklin noch nicht auskrystallisirt war, als die Klüfte in den Plagioklasen entstanden. Der Seitendruck hat also zu wirken begonnen, ehe das Magma völlig erstarrt war.

Id. Flaserung.

Die Flaserung richtet sich nach dem allgemeinen Streichen der Aufbruchszone, streicht also O—W und fällt meist nach S. Sie ist in der ganzen Mächtigkeit des Zuges von Tonalitgneiss stets gleichmässig ausgebildet. An ihrem Zustandekommen betheiligen sich in hervorragender Weise die dunklen Gemengtheile, besonders der Biotit. Auf dem Hauptbruche erscheinen die Biotitblätter breit und zackig, auf dem Querbruche bilden sie dünne, parallel zu einander verlaufende Streifen.

Die Hornblende liegt meist mit der Verticalaxe und einer Prismenfläche parallel der Flaserung.

Für die Erklärung dieser an Eruptivgesteinen recht häufigen Erscheinung der Flaserung finden sich mehrere Mittheilungen von Brögger[1]).

Wie Brögger gezeigt hat, kann die an Eruptivgesteinen auftretende Flaserung entstehen:

1. In einem flüssigen Magma.
2. An einem nahezu erstarrten Magma.

Der erste Fall ist eine Art von Fluidalstructur. Die bereits ausgeschiedenen Minerale wurden dadurch, dass sie in Folge der Strömungen im Magma aneinanderstiessen, zerbrochen, zerrieben und abgerundet, ordneten sich aber auch parallel den Begrenzungsflächen des Magmas in Streifen an. Diese Structur nennt Brögger Protoklasstructur und hebt für sie hervor, dass sie mit dem Gebirgsdrucke nichts zu schaffen hat. Die Protoklasstructur ist ausserdem blos auf die Grenzzonen des Magmas beschränkt (pag. 135).

---

[1]) Brögger W. C.: Die Mineralien der Syenit-Pegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst., 16. Bd. 1890.

Von dieser Protoklasstructur trennt Brögger diejenige Structur, die dann auftritt, wenn ein halberstarrtes Magma „Bewegungen und Druck ausgesetzt“ ist.

Was gilt nun für den Tonalitgneiss? Die Protoklasstructur kommt für ihn nicht in Betracht, da sie ja nur auf die Grenze von Magmen beschränkt bleibt. Also bleibt, weil wir von einer durch und durch schlierigen Erstarrung des Magmas absehen müssen, nur noch die Dynamometamorphose als Erklärungsursache der Flaserung übrig. Der Beweis liegt in der so deutlich ausgeprägten allgemeinen Dynamostructur (Kataklase) und in dem Umstand, dass der von einer Flaserung gänzlich freie Granitit der Aufbruchszone auch frei ist von Kataklase.

Dass der Tonalitgneiss bereits vor seiner endlichen Erstarrung Druckkräften ausgesetzt war, ergibt sich aus dem an früherer Stelle über den Mikroklin Gesagten (vgl. pag. 253).

Becke[1]) unterscheidet zwei Typen von Dynamometamorphose. Die eine ist an Gesteine der Erdtiefe gebunden und äussert sich in der Umkrystallisation der Gemengtheile und Ausbildung von Druckschieferung ohne Kataklase; die andere erfolgt in Gesteinen nahe der Erdoberfläche und zeichnet sich durch Zertrümmerung der Gemengtheile aus, wobei ebenfalls Druckschieferung eintritt. Becke weist darauf hin, dass zwischen diesen Typen Uebergänge vorhanden sind. Für das Studium der Druckschieferung ist eine Mittheilung von Riecke[2]) von Bedeutung, der, gestützt auf eine bei einseitigem Druck oder Zug geltende thermodynamische Formel, Folgendes bemerkt:

„In einer gesättigten Lösung befinden sich zwei Prismen, die aus der gelösten Substanz hergestellt sind. Wird das eine einem longitudinalen Zuge oder Drucke unterworfen, so wird sein Schmelzpunkt erniedrigt. Bei constanter Temperatur tritt Schmelzung ein und die Concentration der Lösung wird vermehrt; das zweite Prisma aber ist mit dieser im Gleichgewicht nur bei der ursprünglichen Concentration. Die Wiederherstellung des Gleichgewichtes kann nur durch Auskrystallisiren der gelösten Substanzmenge erfolgen. Wenn diese auf dem zweiten Prisma sich niederschlägt, so wächst seine Masse auf Kosten des deformirten. Es knüpft sich hieran die Frage, ob bei natürlichen Krystallen Wachsthumerscheinungen vorkommen, die auf diesem Wege sich bilden könnten.“

Wenden wir dies auf ein Gesteinsmagma an, so müssen wir vor Allem annehmen, dass das Magma bis zu einem gewissen Grade bereits erstarrt sein musste, wenn der einseitige Druck zur Geltung kommen sollte. Wir nehmen nun an, der Gebirgsdruck beginne auf die Tonalitmasse zu wirken. Die alten Biotite, die wohl ähnlich wie die des Rieserfernertonalits idiomorphe Gestalt hatten, können wir uns in eine Reihe von Prismen zerlegt denken. Der Druck wirkt nun

---

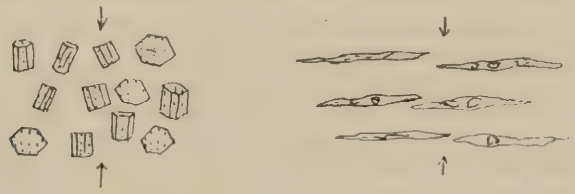
[1]) Becke F.: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des hohen Gesenkes (Altvater-Gebirge). Sitzb. d. kais. Akad. der Wissenschaften, math.-naturw. Classe, CI. Bd., I. Abth. Wien 1892.

[2]) Riecke E.: Ueber das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformirten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachr. v. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, math.-physik. Cl. 1894, Nr. 4.

in der Richtung der Pfeile. Die in der Druckrichtung (Fig. 8) hervorragenden Theile werden am stärksten gepresst werden, die senkrecht dazu liegenden am schwächsten. In der Richtung des Druckes wird die Biotitsubstanz gelöst werden, senkrecht dazu aber wieder krystallisiren. Es entstehen so aus den ursprünglichen Biotitschuppen, respective Säulen grössere Blätter, die mit ihrer Fläche senkrecht zur Druckrichtung orientirt sind. Selbstverständlich werden sich diese Biotitblätter, da ja der Druck stets in derselben Richtung wirkt, auch untereinander parallel stellen und so die Flaserung des Tonalitgneiss hervorbringen. Auch die Beobachtung, dass der Biotit in Form dünner Streifen zwischen losgerissenen Plagioklasindividuen auskrystallisirt oder in Klüfte derselben eingedrungen ist, findet so eine zufriedenstellende Erklärung. Die aus Epidot oder Chlorit bestehenden Kluftausfüllungen sind ursprünglich ebenfalls von Biotit erfüllt gewesen.

Fig. 8.

Schema der Entstehung von Druckschieferung am Tonalitgneiss.



Die sechsseitigen Prismen in *a* sind die ursprünglichen (idiomorphen) Biotitsäulen, die durch den in der Richtung der Pfeile wirkenden Druck derartig deformirt wurden, dass in dieser Richtung die Lösung der Biotitsubstanz eintrat, in der dazu senkrechten Richtung neuerliche Krystallisation erfolgte: Bildung der breiten Biotitblätter.

Die Hornblende wurde niemals in dem Masse ausgewalzt wie der Biotit; sie leistete der Streckung und Umkrystallisirung wohl stärkeren Widerstand als dieser.

Ie. Mikropegmatit.

Die mikroskopische Untersuchung lehrte, dass die Mikropegmatitzapfen im Tonalitgneiss ganz ähnlich auftreten, wie in anderen granitischen und dioritischen Gesteinen: sie sind immer in die Ränder der Mikroklinkörner eingesenkt. Diese Beobachtung wurde schon öfters gemacht, aber verschieden erklärt, weshalb hier eine kritische Beleuchtung der vorhandenen Anschauungen gestattet sei.

Nach Romberg's[1]) Ansicht beruht die Bildung der Mikropegmatitzapfen, die „zungen- und buchtenförmig in das Innere der Mikroklinkörner eingreifen“, auf Verwitterung

[1]) Romberg J.: Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. VIII. 1892.

Futterer[1]) schreibt dem Gebirgsdrucke eine gewisse Bedeutung bei der Bildung der Mikropegmatitzapfen zu, hält sie also für Producte der Dynamometamorphose. Ohne die Möglichkeit eines Zusammenhanges zwischen den Mikropegmatitzapfen und der Dynamometamorphose für einzelne Fälle bestreiten zu wollen, muss ich dagegen die Thatsache erwähnen, dass in den von einer Dynamometamorphose fast gänzlich unberührten Granititen der Aufbruchszone die Mikropegmatitzapfen im Rande der Mikroklinkörner bedeutend häufiger vorkommen und schöner ausgebildet sind als im stark kataklastischen Tonalitgneiss, so dass Becke's[2]) Vorschlag, die Mikropegmatitzapfen sammt den Mikroklinen als jüngste Ausscheidung anzusehen, die grössere Wahrscheinlichkeit hat. Die mikroskopische Beobachtung lässt für den Tonalitgneiss (und auch für den Granitit) nur die zuletzt angeführte Erklärung zu.

Das laccolithische (?) Magma krystallisirte eine geraume Zeit hindurch in der Reihenfolge des Schemas ruhig aus, bis ein in NS-Richtung wirkender Druck in ihm structurelle Veränderungen hervorzubringen begann. Es entstand die Kataklase und die Druckschieferung. Die letztere ist zum grossen Theil das Resultat einer am halberstarrten Gestein vor sich gegangenen Umkrystallisirung.

Die noch nicht erstarrten Magmareste wurden in Form von Apophysen in entstandene Klüfte der zerborstenen spröden Bestandtheile injicirt, ein Beweis, dass der Seitendruck bereits vor der völligen Erstarrung zu wirken begonnen hat. Schliesslich erstarrte auch der Magmarest nahezu gleichzeitig, so zwar, dass Plagioklas und Quarz theils selbstständig auskrystallisirten, theils in Form von Mikropegmatitzapfen zusammen mit den (jüngsten) Rändern der Mikrokline erstarrten. In diese Zeit fällt auch der Beginn der Mörtelstructur.

II. Die Gesteine des Granititzuges.

Die Aufschlüsse „beim Putz“ und im Kramarcagraben, wo der intrusive Contact zwischen dem Granitit und Schiefer offenkundig zu Tage tritt, beweisen den intrusiven Charakter des Granitit. Eine Reihe von mannigfaltigen Gesteinen setzt den Granititzug zusammen. Diese Gesteine unterscheiden sich theils structurell, theils chemisch von einander. Folgende Typen sollen der Reihe nach besprochen werden:

Granitit { Amphibol-Granitit („Kerngranitit“).
Porphyrartige Randfacies („Randporphyr“).

Dunkle quarzführende basische Concretionen.
Quarzfreie basische Concretionen.
Ganggranitit.
Aplit.
Pegmatit.

[1]) Futterer K.: Die Ganggranite von Gross-Sachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer-Wald. Inaug.-Dissert. 1890.
— Ueber Granitporphyre von der Griesscharte in den Zillerthaler Alpen.

[2]) Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. Wien 1893.

A. Makroskopischer Befund.

IIa. Kerngranitit und Randporphyr.

Diese beiden Typen des Granitit können in der Beschreibung von einander nicht getrennt werden, da sie sich hauptsächlich durch die Structur unterscheiden und auch durch allmälige Uebergänge auf das Innigste mit einander verbunden sind. Kerngranitit und Randporphyr sind Faciesbildungen desselben Magmas.

Der Kerngranitit besitzt eine grosse habituelle Aehnlichkeit mit dem Granitit vom Triberger Wasserfall (bei Donau-Eschingen, Schwarzwald).

Folgende Minerale sind makroskopisch erkennbar:

Kalifeldspath (Mikroklinmikroperthit) in grossen fleischrothen Krystallen.

Plagioklas, schneeweisse, an Grösse dem Mikroklin oft gleiche, meist aber etwas kleinere Individuen.

Hornblende, dunkle, verwittert grünlich gefärbte Säulen bis zu 1 *cm* Länge.

Biotit, kleine, selten grössere schwarze Schuppen.

Der Kerngranitit ist also ein grobkörniges Gestein. Vorherrschend ist der Mikroklin; ihm folgt an Menge: Plagioklas, Quarz, Hornblende und Glimmer.

Von einer Parallelstructur (Bankung oder Flaserung) ist nichts wahrzunehmen.

Randporphyr: Als Typus möge jenes von Suess als Syenitporphyr beschriebene und von Hochstetter (Notiz in Suess, Aequivalente des Rothliegenden etc.) makroskopisch untersuchte Gestein gelten, dessen Habitus Fig. 5 der Taf. V [I] erläutert. In einer feinkörnigen Grundmasse liegen grosse, bis zu 2 *cm* lange und 1 *cm* dicke Individuen von Mikroklinmikroperthit, am Rande stets umgeben von einer 1—2 *mm* mächtigen Rinde von Plagioklas. Es ist dies eine ganz analoge Erscheinung wie an den Orthoklaseiern [1]) der finnländischen Rapakiwi. Die im frischen Zustand hellgrauen Krystalle von Mikroklinmikroperthit besitzen in den minder frischen Handstücken eine blass-fleischrothe Farbe, während der Plagioklas in den völlig frischen Handstücken trüb-farblos, eine schneeweisse Färbung annimmt. Daher tritt der chrakteristische Habitus des Randporphyrs (mit Plagioklas umsäumte Mikrokline) am lebhaftesten in den angewitterten Handstücken hervor.

Der Quarz bildet eckig-rundliche Körner (0·5—1 *cm* Durchmesser), die häufig die Gestalt abgerundeter Doppelpyramiden (Porphyrquarz, rhombischer Längsschnitt) besitzen. Die äusserlich homogen erscheinenden Körner lösen sich u. d. M. bei gekreuzten Nicols bisweilen in ein Aggregat von untereinander nicht orientirten Körnern auf. Die Quarzeinsprenglinge sind oft von einer dünnen schwarzen Schale umrindet, die aus einem Aggregat von winzigen Hornblendesäulchen besteht.

---

[1]) Sederholm J.: Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

Die Hornblende erscheint in dunklen prismatischen Individuen, die im Längsschnitt rechteckige, im Querschnitt polygonale Gestalt besitzen und eine Länge bis zu 1 *cm* erreichen.

Der Biotit erreicht nur selten eine bemerkenswerthe Grösse, sondern bildet meist winzige Schüppchen, wodurch die mit freiem Auge nicht gut auflösbare Grundmasse ein bestäubtes Aussehen erhält.

Vom Randporphyr zum Kerngranitit herrschen, wie schon erwähnt, alle Uebergänge. Dabei ist der in grösseren Krystallen im Randporphyr vorhandene Feldspath meistens Mikroklinmikroperthit; doch gibt es auch Varietäten des Randporphyrs, in denen der porphyrisch ausgeschiedene Feldspath durchwegs Plagioklas ist und der Mikroklin selbstständige, durch die blassröthliche Farbe leicht erkennbare Partien bildet, bestehend aus Aggregaten von kleineren Krystallkörnern. Dieser Wechsel zwischen Plagioklas- und Mikroklin-Randporphyr wiederholt sich innerhalb eines kleinen Raumes oft mehrmals, so z. B. bei der dritten Säge im unteren Leppengraben.

II b. **Ganggranitit.**

Unter dem Ausdrucke „Ganggranitit“ fasse ich eine Reihe von gangförmigen Granititen zusammen, die sich theils chemisch, theils structurell unterscheiden. Neben basischeren (biotitreichen) Ganggranititen wurden saure (aplitähnliche) beobachtet. Zu der ersten Art gehört u. A. der Ganggranitit von Sneženik, der zugleich das basischeste Glied dieser Reihe repräsentirt, zu der zweiten der Ganggranitit von der unteren Kramarca.

Ein Wechsel im Korn ist eine häufige Erscheinung und oft an einer einzigen Localität zu beobachten. Der lichte Ganggranitit der Kramarca ist bald mittelgrobkörnig (Ausfüllung breiter Gänge), bald sehr feinkörnig (Mörtel der Schieferscherben).

Makroskopisch ist sonst nichts auffälliges zu bemerken. Interessant ist die häufig sichtbare Erscheinung, dass die Granititmasse in Form von zahlreichen, nur 1—2 *mm* mächtigen Adern in die Schieferfugen eingepresst wurde, so zwar, dass in manchen Handstücken eine förmliche Wechsellagerung zwischen Schieferlamellen und Granitschnüren besteht.

II c. **Aplit.**

Der Aplit durchsetzt in schmalen Gängen alle Gesteine des Granititzuges und zum Theil auch die Schiefer. Die Dimensionen der Aplitgänge schwanken zwischen 2—3 *mm* und 0·5 *m*. Die Aplitmasse besteht aus einem feinkörnigen Gemenge der farblosen Minerale mit eingestreuten winzigen Biotitschüppchen.

II d. **Pegmatit.**

Die Verbreitung des gangförmig auftretenden Pegmatit (Mikroklinpegmatit) ist sehr beschränkt. Makroskopisch sichtbar sind Mikroklin ohne deutliche Krystallform mit ausgedehnten Spaltflächen. Der Mikro-

klin wird von dünnen Quarzstengeln schriftgranitisch durchbrochen. Grössere dünne Blätter von Biotit sind hin und wieder sichtbar.

Gute Aufschlüsse für den Pegmatit liefert die dritte Säge im unteren Leppengraben.

B. Mikroskopische Beschreibung.

a) Kerngranitit und Randporphyr.

Ausser den bereits genannten wesentlichen Bestandtheilen betheiligen sich noch folgende, erst u. d. M. erkennbare accessorische Minerale an der Zusammensetzung dieser Typen: Augit, Ilmenit, Titanit, Zirkon, Apatit und Pyrit.

Als Umwandlungsproduct ist Chlorit sehr verbreitet. Epidot wurde nicht beobachtet.

Das Mengenverhältniss der wesentlichen Bestandtheile hat bereits Hochstetter richtig erkannt, indem er sagt: „Der Menge nach vorherrschend sind die Feldspathe, dann der Quarz, dann die Hornblende und endlich der Glimmer.“ Die Beobachtungen u. d. M. und an geätzten und gefärbten Platten bestätigte das von Hochstetter gefundene Mengenverhältniss.

Die Besprechung der Minerale soll auch hier nach der Reihenfolge ihrer Mengenverhältnisse erfolgen.

Mikroklinmikroperthit.

An den grossen Krystallen von Mikroklinmikroperthit, die selten einfache Individuen sind, sondern meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt erscheinen, wurden die Flächen

$$\underset{P}{(001)},\ \underset{M}{(010)},\ \underset{l}{(110)},\ \underset{y}{(0\bar{2}1)},\ \underset{o}{(\bar{1}11)}$$

beobachtet.

Aus den verwitterten Handstücken liessen sich die grossen Mikrokline mit leichter Mühe herausbrechen, so dass eine grobe krystallographische Messung der Winkel zwischen den einzelnen Flächen möglich war. Auf diese Weise wurde die Fläche (111) bestimmt. Das Prisma (110), nach welchem eine deutliche Spaltbarkeit besteht, wurde aus dem Winkel (110 . 010) bestimmt. Hie und da ist auch die Querfläche (100) als Absonderungsfläche ausgebildet.

Die optische Untersuchung geschah an orientirten Schliffen parallel *P* und *M*, sowie an Gesteinsdünnschliffen

Schliff ‖ *P* (001).

Der Mikroklin ist in der Mitte durchschnitten. Bei gekreuzten Nicols erkennt man, dass ein Karlsbader Zwilling vorliegt. Die Zwillingsgrenze verläuft parallel mit der Trace von *M* (010) und zeigt blos im vorderen Theile des Krystalldurchschnittes Ausbiegungen.

Die Plagioklasrinde und die Plagioklasspindeln heben sich in Folge ihrer stärkeren Doppelbrechung deutlich vom Mikroklin ab. Bei Einengung des Beleuchtungskegels und Hochstellen des Tubus erscheint aller Plagioklas heller und tritt reliefartig hervor, wenn die Irisblinde seitlich verschoben, also schiefe Beleuchtung angewendet wird. Die Grenze des Mikroklins gegen die Plagioklasrinde verläuft nicht längs einer geraden Linie, sie ist vielmehr unregelmässig zackig, so dass der Mikroklin am Rande wie angenagt aussieht.

Im Innern beherbergt der Mikroklin grössere Einschlüsse von Plagioklas, die mit der Mikroklinsubstanz meist krystallographisch parallel orientirt sind.

Die Plagioklasspindeln lagern untereinander nahezu parallel und verlaufen in der Richtung der Querfläche, also senkrecht zur Trace von *M*, seltener parallel der Richtung von (110). Mitunter sind die Plagioklasspindeln nach beiden Richtungen an einem und demselben Durchschnitte orientirt.

Schliff $\|M$ (010).

Die Mikroklingitterung, die in den Schliffen parallel *P* stets deutlich ausgeprägt ist, fehlt in den nach *M* orientirten Präparaten gewöhnlich; doch wird sie stellenweise, wenn auch nur undeutlich, sichtbar.

Die Plagioklasspindeln sind parallel der Verticalaxe angeordnet und bilden mit den Spaltrissen nach *P* einen Winkel von 115° bis 116°. Da nun der Winkel $\beta = 116°$ ist, so müssen wir diese „Spindeln" mit Rücksicht auf das oben Gesagte als parallel der Querfläche (100) und untergeordnet auch dem Prisma (110) parallel eingelagerte Blätter auffassen.

Die Auslöschungsschiefen auf *P* und *M* sind für den Mikroklin und die Plagioklaslamellen folgende:

	P	*M*
Mikroklin:	13° bis 15°	+ 5° bis + 6°
Plagioklasspindeln:	ca. + 3°	+ 15° bis + 16°.

Die Plagioklaseinlagerungen bestehen daher nicht aus reinem Albit, sondern aus einem Oligoklasalbit von der Zusammensetzung $Ab_{12}An_1$. Bezüglich der Lichtbrechung konnte festgestellt werden, dass

$$\alpha < n \text{ des Canadabalsam}$$
$$\gamma < n \text{ des Canadabalsam}$$

ist. Der Brechungscoefficient des Canadabalsams war bezogen auf ε und ω von Quarz:

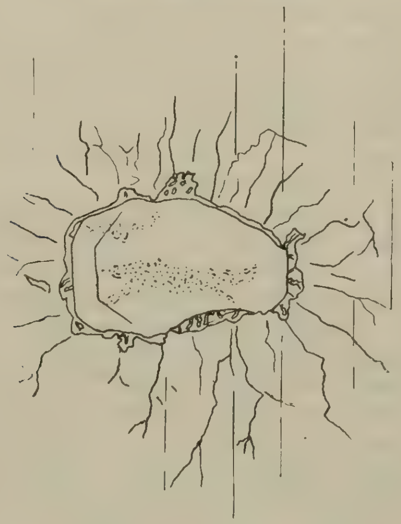
$$n < \varepsilon$$
$$n > \omega$$

dürfte also von der Grösse 1·549 wenig abweichen.

Entstehung der Plagioklasspindeln.

Die von Tschermak[1]), Becke[2]), Brögger[3]) und auch hier mitgetheilten Beobachtungen lehren, dass die Plagioklasblätter nach Flächen angeordnet sind, die gewöhnlich in der Zone [100.001] liegen, seltener nach dem Prisma (110), noch seltener nach der Längsfläche (010) (Tschermak). Häufig gehen die Spindeln von Plagioklaskörnern im Mikroklin strahlenartig aus (Fig. 9), so dass es den Anschein erweckt, als spielten diese Plagioklas-Interpositionen die Rolle von Krystallisationscentren.

Fig. 9.
Kerngranitit, Koprein.



Einschlussartiger Plagioklas mit Mikropegmatit-Saum in einem Mikroklinkorn. Die Mikroperthitspindeln gehen in Form von feinen Aestchen strahlenartig vom Plagioklas aus. Plagioklas als Krystallisationscentrum.
Der Plagioklas ist mit dem ihm umgebenden Mikroklin optisch nicht orientirt.

Romberg[4]) fasst die „Albitspindeln" als eine wahrscheinlich secundäre Bildung auf. Im Capitel „Chemische Veränderungen" äussert er sich bei der Besprechung des als Neubildung auftretenden Plagioklases dahin, dass die Plagioklasspindeln nachträglich, sei es durch Druck oder Contact, entstanden sind.

---

[1]) Tschermak G.: Die Feldspathgruppe. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., L. Bd. Wien 1864.

[2]) Becke F.: Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. IV. Bd. Wien 1882.

[3]) Brögger W. C.: Die Mineralien der Syenit-Pegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst., XVI. Bd. 1890.

[4]) Romberg J.: Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VIII. 1892.

Auch Brögger sieht in den Mikroperthitlamellen eine secundäre, auf Auslaugung zurückführbare Bildung.

Vielleicht führt uns in diesem Punkte ein Vergleich zwischen den Quarztrachyten und den Graniten, die ja chemisch so nahe verwandt sind, zu einer Lösung der Entstehungsfrage dieser Plagioklasspindeln.

Die Trachyt-Sanidine enthalten immer etwas Na_2O beigemengt, nähern sich also in ihrer Zusammensetzung den Anorthoklasen. Erstarrt nun ein Trachyt an der Oberfläche der Erde selbst oder doch nahe derselben, so wird die Abkühlung so rasch erfolgen, dass das Na_2O- und K_2O-Feldspathgemisch einheitlich und „glasig" krystallisirt: Sanidin, Anorthoklas. Nehmen wir nun an, dass die Erstarrung im Erdinnern stattfindet, so kann Folgendes eintreten: In dem ursprünglich als Natronorthoklas gebildeten Feldspath wird unter Einwirkung von hoher Temperatur eine Wanderung der Orthoklas- und Albitmolekel stattfinden. Die Albitmolekel werden sich zusammenschaaren und parallel anordnen, etwa vorhandene Einschlüsse älterer Plagioklase dabei als Krystallisationscentren fungiren. Es entsteht zunächst Kryptoperthit (Brögger), dann Mikroperthit und unter gewissen, uns unbekannten Umständen Perthit.

Eine moleculäre Wanderung in einem starren Krystall erscheint wohl wenig verständlich. Dass aber eine solche thatsächlich stattfinden kann, beweisen unter Anderem die homoaxen Pseudomorphosen.

Auffallend ist für die mikroperthitischen Spindeln besonders die Tendenz, sich nach bestimmten Flächen zu lagern. So beobachteten Becke und Brögger ein steiles Orthodoma, Tschermak und Romberg die Flächen (100) und (110). Wären nun die Plagioklasspindeln auf secundärem Wege entstanden, so müssten sie — wenigstens sollte man so meinen — sich parallel den zwei Richtungen der besten Spaltbarkeit anordnen. Dies thun sie aber, wie Tschermak für die Längsfläche (010) zeigte, nur sehr selten.

Wir dürfen annehmen, dass die Bildung der Plagioklasspindeln in eine Zeit fiel, die unmittelbar auf die magmatische Epoche folgte, in eine Zeit also, in der das Magma wohl bereits erstarrt, aber noch nicht erkaltet war. Begünstigt von einer nur sehr langsam abnehmenden Wärme, konnte sich in den Feldspathen ein Krystallisations-, respective Umlagerungsprocess vollziehen, dessen Resultat die Entstehung von Mikroperthit war. Diese Epoche können wir als die epimagmatische bezeichnen. In wenigen Worten ausgedrückt, können wir die Plagioklasspindeln bezeichnen als epimagmatische, durch moleculare Umlagerung in einer isomorphen Mischung (Anorthoklas, Kryptoperthit) entstandene Gebilde, die in Form dünner, meist parallel orientirter Blätter im Innern ihres Wirthes angeordnet sind.

Im Randporphyr und seinen Uebergängen zum Kerngranitit ist noch eine zweite Periode der Mikroklinbildung vorhanden. Diese Mikrokline zeigen in manchen Dünnschliffen nur hie und da eine so deutliche Ausbildung der Plagioklasspindeln, wie die grossen alten Mikroklinausscheidungen. Die Gitterstructur ist bereits bei schwacher Vergrösserung erkennbar.

Häufig sind granophyrische Verwachsungen zwischen Mikroklin und Quarz, wobei letzterer in Form von grösseren, einheitlich orientirten Stengeln ausgebildet ist (Taf VI [II], Fig. 1).

In die jüngeren Mikrokline, nie aber in die älteren, sind ungemein häufig mikropegmatitische Zapfen eingesenkt. Taf. VI (II), Fig. 3. Dies spricht auch hier (wie im Tonalitgneiss) für das junge Alter der mikropegmatitischen Zapfen.

Eine scheinbare Ausnahme dieser Regel wurde in einem Mikroklin des Kerngranitit beobachtet (vgl. Fig. 10), wo ein am Rande deutlich mikropegmatitisch ausgebildeter Plagioklas einschlussartig im Mikroklin liegt. Im Kerngranitit gibt es keinen Unterschied zwischen alten und jungen Mikroklinen. Es ist nun leicht möglich, dass der Schnitt die Randpartien des Mikroklins getroffen hat und das erwähnte Plagioklaskorn von Aussen in den Rand hineinragt; das mikroskopische Bild ist dann das gleiche, als wäre der Plagioklas ein echter Einschluss. Sehr bemerkenswerth ist ferner, dass der (in Fig. 9) abgebildete Plagioklas mit dem Mikroklin nicht parallel verwachsen ist, was bei den echten Einschlüssen von Plagioklas in Mikroklin immer der Fall ist.

Plagioklas.

Der Plagioklas kommt ausser in der Form von Spindeln noch als Hülle um den älteren Mikroklin und in selbstständigen Individuen vor.

Die Plagioklase sind fast stets Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Die Plagioklashüllen um Mikroklin richten sich nach diesem. Ist der betreffende Mikroklinkrystall ein Karlsbader Zwilling, so ist auch die Plagioklasrinde des einen Individuums mit der des zweiten nach diesem Gesetze verzwillingt.

Kommt der Plagioklas selbstständig und in erheblicher Menge vor, so fehlen die charakteristischen grossen Mikrokline; der Mikroklin bildet dann nicht individualisirte Körner in der Grundmasse des Randporphyrs.

Die grossen Plagioklase zeigen oft sehr schön den zonaren Aufbau aus immer natronreicheren Mischungsgliedern. Basische Recurrenzen sind selten. Der Kern ist mitunter dem Kerngerüst der Tonalitgneiss-Plagioklase nicht unähnlich.

In Durchschnitten parallel M (010) wurden die Tracen von P (001), x (101), y ($\bar{2}01$) und l (110) erkannt. Die Zonen verlaufen theils nach diesen Tracen, theils haben sie eine abgerundete, elliptische Gestalt (Taf. VI [II], Fig. 5). Während die grossen von einer Plagioklasrinde umgebenen Mikrokline auch nach Aussen eine deutliche Krystallform besitzen, ist dies bei den grossen Plagioklas-Einsprenglingen des Randporphyrs nicht der Fall. Gewöhnlich haben diese Plagioklase die Form ovaler Körner.

Durchschnitte parallel M lieferten für die Auslöschungsschiefe Pa folgende Zahlen:

Kern (entsprechend der „Füllsubstanz“) $+\ 4^0 = Ab_2\,An_1 - Ab_3\,An_1$
Hülle . . . . $+\ 11^0 = Ab_5\,An_1 - Ab_6\,An_1$

Die Lichtbrechungsunterschiede gegenüber Quarz und Canadabalsam zeigen folgendes Verhalten:

$$\omega > \alpha' \qquad \omega = \gamma'$$
$$\varepsilon > \gamma' \qquad \varepsilon > \alpha'$$

was nach Becke die Oligoklase zwischen $Ab_3\,An_1$ und $Ab_8\,An_1$ charakterisirt.

Am Rande eines Dünnschliffes $\perp b$ konnte mittelst der Lichtbrechungunterschiede gegenüber dem Canadabalsam ($n > \omega$, $n < \varepsilon$)

$$\text{für den Kern } \alpha < n$$
$$\gamma = n$$
$$\text{für die Hülle } \alpha < n$$
$$\gamma < n$$

ermittelt werden.

Das unregelmässige und sehr häufig verwitterte „Kerngerüst" mancher Plagioklase besteht aus einem sauren Andesin.

Die Plagioklasrinde um die alten Mikrokline des Randporphyrs kommt substantiell dem Kern der grossen Plagioklase ungefähr gleich. Sehr charakteristisch ist für diese Plagioklasrinden

$$\omega = \beta$$

in einem Durchschnitte wenig schief zu *c*. *Pa* beträgt auf $M + 5^0$. Diese Beobachtungen weisen auf eine Mischung, die

$$Ab_3\,An_1 - Ab_4\,An_1$$

nahekommt.

Auch die in Mikroklin eingeschlossenen Plagioklase nähern sich der Mischung $Ab_3\,An_1$.

Ueberaus häufig zeigen die Durchschnitte von Plagioklas schriftgranitische Durchwachsung mit Quarz, der einschlussartig in kleinen eckigen oder auch unregelmässigen rundlichen Gebilden im Innern der Plagioklase auftreten. Es sind dies die durchschnittenen Quarzstengel, die — wie man in günstigen Fällen beobachten kann — aussen mit einem grösseren Quarzkorn zusammenhängen und mit ihm auch gleichzeitig und optisch orientirt auslöschen. Gewöhnlich betheiligen sich zwei und auch mehrere untereinander nicht orientirte Quarzkörner an der schriftgranitischen Verwachsung mit einem einzigen Plagioklaskrystall. Zu jedem dieser Quarzkörner gehört dann eine Anzahl von Quarzstengeln im Innern des Plagioklases. Es ist nun klar, dass beim Drehen des Mikroskop-Tisches (zwischen gekreuzten Nicols) ein parzellenweises Auslöschen der durchschnittenen Quarzstengel eintreten wird.

Mitunter verwächst ein einziges Quarzkorn in der beschriebenen Art mit mehreren Plagioklasen; diese Fälle sind aber ziemlich selten.

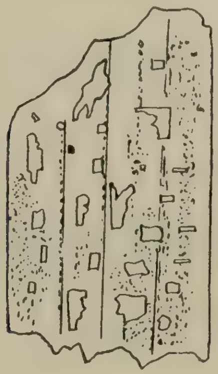
Von diesen schriftgranitischen Verwachsungen unterscheiden sich die sogenannten mikropegmatitischen Zapfen sowohl bezüglich der Form als auch des Auftretens (Taf. VI [II], Fig. 3). Die Form dieser Zapfen ist die gleiche wie im Tonalitgneiss. Substantiell sind sie die Mischung $Ab_8\,A_1 - Ab_3\,An_1$ (saurer Oligoklas $\omega = \gamma'$, $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \alpha'$).

Das Schliffbild Taf. VI (II), Fig. 4 illustrirt eine interessante, aber sehr seltene Erscheinung. Der Karlsbader Zwilling befindet sich in der „ε-Stellung" („45°-Stellung"), die Grenze zwischen den beiden Individuen tritt scharf hervor, die Albitlamellen sind nicht sichtbar. Diese Individuen sind von einem breiten, aber unterbrochenen Saum von Mikroklinmikroperthit umgeben. In den Aussenrand dieses Mikroklinsaumes greifen (im Schliffbild nicht sichtbare) mikropegmatitische Zapfen ein.

[In manchen (besonders in den hellen) Gangranititen (vgl. pag. 276) sind derartige Mikroklinsäume um Plagioklas eine regelmässige Erscheinung.]

Fig. 10.

Randporphyr, Leppengraben.



Einschlüsse (?) von Mikroklin im Plagioklas.

Die einzelnen Mikroklin-Individuen sind untereinander und mit dem Plagioklas parallel orientirt. Die punktirten Stellen deuten die verwitterten Partieen im Plagioklas an.

Die Plagioklase des Randporphyrs sowohl wie die des Kerngranitits führen in reichlicher Menge fremde Einschlüsse: Hornblende und Biotit, oft in beträchtlicher Grösse, ferner farblosen Augit, Apatit und Ilmenit, selten Zirkon.

Ob die in Fig. 10 wiedergegebenen Einlagerungen von untereinander und mit dem Wirth parallel orientirten Mikroklinschüppchen echte Einschlüsse oder anderer Natur sind, konnte nicht entschieden werden.

Bei beginnender Verwitterung der Plagioklase werden zunächst die Grenzen zwischen den Blätterdurchgängen, ferner die basischen Zonen und Kernpartien getrübt. Als Verwitterungsproduct erscheint Muscovit und Kaolin.

Quarz.

Die wesentlichsten Eigenschaften des Quarzes wurden bei der makroskopischen Beschreibung aufgeführt.

Im convergenten Lichte beobachtet man in Schnitten senkrecht oder schief zur optischen Axe ein Oeffnen und Schliessen des Axenkreuzes.

Die Quarzkörner zeigen mitunter eine wenig deutlich sichtbare, undulöse Auslöschung, desgleichen den Zerfall in Streifen, die wie bei dem Streifenquarz des Tonalitgneiss immer ε in der Längsrichtung haben. Nie sind dagegen zuckerkörnige Quarzaggregate zu beobachten. Der gegen Druckwirkungen so sehr empfindliche Quarz zeigt also nur ganz geringe Spuren von Kataklase.

Mit Plagioklas bildet der Quarz schriftgranitische Verwachsungsformen (s. Plagioklas). Im Randporphyr verwächst er häufig mit dem jüngeren Mikroklin und bewirkt dann die granophyrische Structur der Grundmasse (vergl. Taf. VI [II], Fig. 1).

Einschlüsse führt der Quarz nur in geringer Menge: kleine Schüppchen von Biotit, Apatit, hie und da Zirkon.

Hornblende.

Die Querschnitte von Hornblende lassen die Tracen von (110) und (010) erkennen.

Die Auslöschungsschiefe auf (010) beträgt für cc 18°; erste Mittellinie ist $\mathfrak{a}$.

Der Pleochroismus und die Absorption ist:

$\mathfrak{a}$ hellgelb,
$\mathfrak{b}$ dunkelgelbgrün,
$\mathfrak{c}$ wiesengrün,
$\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.

Eine beginnende Neubildung von Biotit und Chlorit auf Kosten der Hornblende wurde öfters beobachtet. Manche Durchschnitte von Hornblende sind bereits völlig chloritisirt. Der Chlorit dürfte erst aus neugebildetem Biotit hervorgegangen sein.

Die Hornblende führt Einschlüsse von Erz, Apatit, Quarz und Plagioklas. Mikroklin ist mitunter scheinbar einschlussartig in der Hornblende vorhanden und dringt vom Rande her in Form von tiefen schmalen Buchten in das Innere der Hornblende ein. Die Ausfüllung dieser Buchten ist optisch orientirt mit den scheinbaren Einschlüssen; diese sind demnach nichts als querdurchschnittene Buchten.

Das Auftreten von grösseren und kleineren Hornblende-Individuen als Einschlüsse im Plagioklas wurde bereits erwähnt.

Biotit (Lepidomelan).

Den grösseren Biotiten fehlen für gewöhnlich deutliche krystallographische Formen; die kleineren Biotitschüppchen hingegen sind fast ausschliesslich idiomorphe, in Schnitten ⊥ (001) rechteckige Individuen von theils säulenförmiger, theils tafelförmiger Gestalt.

Die klein- und wirrschuppigen Aggregate von Biotit sind in der Regel Neubildungen nach Biotit.

Der Biotit (auch der neugebildete) ist charakterisirt durch seinen kräftigen Dichroismus und seine ungewöhnlich hohe Doppelbrechung. Nur besonders dünne Durchschnitte zeigen Interferenzfarben: stets sind es die der dritten Ordnung.

$\mathfrak{a}$ lichtgelb
$\mathfrak{c}$ dunkelschwarzbraun
$\mathfrak{c} > \mathfrak{a}$

$\gamma - \alpha = 0{\cdot}1$ (gemessen mit dem Babinet'schen Compensator).

Das nahezu einaxige Axenbild öffnet sich in der „45°-Stellung" nur wenig; $\mathfrak{a}$ ist erste Mittellinie.

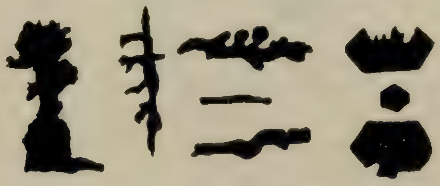
Knickungen und Biegungen wurden weder an den grösseren, noch an den kleineren Biotiten beobachtet.

Mit Hornblende verwächst der Biotit mitunter in orientirter Stellung.

Die neugebildeten Biotitschüppchen dringen häufig vom Rande her in das Innere der Hornblendesäulen ein.

Fig. 11.

Randporphyr, Leppengraben.



Ilmenit, verschiedene Wachsthumsformen.

Eine homoaxe Umwandlung (Pseudomorphose) von Chlorit nach Biotit ist eine gewöhnliche Erscheinung. „Es tritt erst streifenweise eine grüne Färbung auf, bis die ganze Masse chloritisirt ist" (Romberg: Argentinische Gesteine). Schwingt $\mathfrak{a}$ des Biotit parallel dem Nicolhauptschnitt, so heben sich die chloritisirten Streifen wenig oder gar nicht vom Biotit ab. Der Unterschied wird erst wahrnehmbar, wenn das Präparat um 90° gedreht wird, also $\mathfrak{c}$ des Biotit mit dem Nicolhauptschnitt parallel schwingt.

Ilmenit, Apatit, Quarz (sehr selten) bilden Einschlüsse im Biotit.

Accessorische Gemengtheile.

Von den accessorischen Gemengtheilen verdient besonders das Titaneisenerz hervorgehoben zu werden, das namentlich im Randporphyr in grösserer Menge vorhanden, sich durch seine eigenthümlichen Wachsthumsformen auszeichnet. (Vergl. Fig. 11).

Ein farbloser oder blassgrünlicher und meist in unregelmässigen Körnern vorkommender Augit (s. auch „basische Concretionen") ist in den Dünnschliffen des Randporphyrs kein seltener Gast. In einem rhomboidischen Durchschnitt von Augit, senkrecht $\mathfrak{b}$ (parallel 010),

betrug die Auslöschungsschiefe $\mathfrak{c}c = 45^{0}$; $\mathfrak{c}$ liegt in der spitzen Ecke des Durchschnittes.

Der Titanit ist stets leicht zu erkennen. Er kommt in Körnern und Krystallen vor; $\rho > \upsilon$, optisch, positiv, stark lichtbrechend.

Zirkon bildet kleine Säulchen von hoher Licht- und Doppelbrechung. Er löscht gerade aus und ist optisch positiv.

Apatit tritt in der bekannten säulen- und nadelförmigen Gestalt als Einschluss in allen wesentlichen Gemengtheilen und bisweilen auch im Ilmenit auf.

Fig. 12.

Randporphyr, Javoria.

Orthit (mit dunklen Rändern) umgeben von Hornblende.
In den Buchten des Orthit ist Mikroklin (gekreuzt schraffirt) auskrystallisirt, der im Innern auch einschlussartig auftritt (durchschnittene Buchten).

Orthit wurde blos in einem einzigen Dünnschliffe beobachtet. Die Diagnose war ungenau, da nur ein einziger Durchschnitt vorhanden war. Gerade Auslöschung, starker Pleochroismus.

$\mathfrak{a}$ rothbraun,
$\mathfrak{c}$ schwarz,
$\mathfrak{c} > \mathfrak{a}$

Im Konoskope wurde ein Axenbalken gesehen, die Axe selbst lag ausserhalb des Gesichtsfeldes. Im auffallenden Licht ist der Durchschnitt in allen Stellungen opak. Nach der Fig. 12 zu schliessen, dürfte er älter sein als die Hornblende. Am Rande ist der Orthit ausgebuchtet, die Höhlungen sind von Mikroklin ausgefühlt. Die scheinbaren Einschlüsse von Mikroklin sind blos die von der Schliffebene durchschnittenen Buchten.

Auffallend ist das gänzliche Fehlen von Epidot am Rande des Orthitdurchschnittes.

Structur und Ausscheidungsfolge.

Die Structur des Kerngranitit ist die hypidiomorphkörnige, die des Randporphyrs porphyrartig mit holokrystallinischer, feinkörniger Grundmasse, welche Anklänge an Granophyrstructur aufweist.

Vergleicht man die Schliffbilder der Granititgesteine mit denen des Tonalitgneiss, so ergibt sich sogleich der hier schon mehrfach erwähnte Gegensatz in der Structur: Im Tonalitgneiss die ausgesprochenste Kataklasstructur, in den Gesteinen des Granititzuges (und speciell des Kerngranitit und Randporphyr) der Mangel derselben.

Bezüglich der Ausscheidungsfolge der Gemengtheile des Kerngranitit und Randporphyr finden wir in beiden Gesteinen eine grosse Aehnlichkeit. Auf die Bildung von ziemlich basischen Plagioklaskernen (Andesin) folgte die Ausscheidung von Hornblende und Biotit. Wann der Quarz auszukrystallisiren begann, konnte nicht sicher entschieden werden. Seine regelmässige dihexaedrische Form im Randporphyr spricht für ein relativ hohes Alter. Auch das Fehlen von Einschlüssen färbiger Minerale im Quarz, sowie die Hornblendemäntel um ihn, deuten darauf hin.

Die Ausscheidung von Plagioklas dauerte weiter. Es kam ein Zeitpunkt, wo die Krystallisation des Mikroklins begann. Grosse Krystalle natronhältigen Mikroklins entstanden. Bis hieher reichte die gemeinsame Krystallisationsfolge. Die am Rande des Granititzuges am schnellsten erfolgende Abkühlung begann ihre Wirkung auf das Magma auszuüben, so zwar, dass der noch bedeutende Magmarest am Rande rascher auskrystallisirte als in den centralen Partien des Zuges. Die Mikroklinbildung wurde unterbrochen und aufs Neue krystallisirte Plagioklas in immer Na_2O-reicheren Gliedern, und zwar in schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz. Die Plagioklassubstanz setzte sich zum Theil an die ihr chemisch verwandten Natronorthoklase (die späteren Mikroklinmikroperthite), zum Theil an die vorhandenen älteren Plagioklase. Im Magmarest reicherten sich saure und kaliführende Lösungen an, die in der Weise krystallisirten, dass Mikroklin und Quarz granophyrisch verwuchsen. Was schliesslich an flüssigen Stoffen noch vorhanden war, krystallisirte in der Form von Mikropegmatitzapfen im Mikroklin oder circulirte in Klüften des Gesteins und erstarrte zu Aplit.

Im Kern, wo die Abkühlung langsamer erfolgte, dauerte die Krystallisation länger an und die ganze Masse erstarrte gleichförmig grobkörnig. Der bereits erstarrte Rand wurde, wie die Einschlüsse von Randporphyr im Kerngranitit zeigen, an mehreren Stellen durchbrochen, ein Beweis dafür, dass das Magma im Kern länger flüssig blieb als am Rand.

b) Basische Concretionen.

Die basischen Concretionen lassen sich in zwei Varietäten gliedern, und zwar in

1. Quarzführende }
2. Quarzfreie } basische Concretionen.

Diese beiden Varietäten sind im Felde leicht zu unterscheiden Für die erste Varietät sind rundliche, erbsengrosse Quarzkörner charakteristisch, die beispielsweise in den Concretionen der Topla in grosser Menge vorkommen. Diese Quarzkörner sind stets von einem aus Augit und Hornblende bestehenden Mantel umgeben. Die Farbe dieser Concretionen ist dunkelgrünlichgrau.

Die zweite Varietät, die nirgends in so grossen Massen ansteht, wie die erste, zeichnet sich durch ihren Reichthum an grösseren Biotitschuppen aus. Quarz tritt nur selten und nie in der oben erwähnten Form auf. Die quarzfreien Concretionen sind etwas gröber im Korn als die quarzführenden. Uebergänge zwischen beiden Varietäten wurden nicht beobachtet.

b_1) Quarzführende basische Concretionen.

Für die wesentlichen Gemengtheile konnte die folgende Ausscheidungsfolge festgestellt werden: Quarz (zum Theil auch Plagioklas), Augit, Plagioklas. Der Hornblende, von der es nicht ganz sicher ist, ob sie primär gebildet oder auf Kosten des Augits entstanden ist, können wir keinen bestimmten Platz anweisen, wohl aber dem Biotit, der älter ist als der Augit.

Quarz.

Die scheinbar einheitlichen Quarzkörner zerfallen u. d. M. meist in ein Aggregat von mehreren Körnern (Taf. VI [II], Fig. 5), die untereinander nicht parallel orientirt sind. Um diese zu einer Kugel geformten Quarzkörner legt sich concentrisch ein Kranz von Augitkryställchen, die am Rande in das Innere der Quarzkörner eingreifen und förmliche Einschlüsse in der Randpartie, niemals aber im Centrum bilden.

Ausser in dieser beschriebenen Form wurde der Quarz noch in Gestalt kleiner, runder Durchschnitte als Einschluss im Augit und in der Hornblende aufgefunden.

Ueber die Herkunft der grösseren, erbsenförmigen Quarze wissen wir nichts Bestimmtes. Ob sie wirklich die ältesten Ausscheidungen des Magmas sind oder fremde Einschlüsse, ist schwer zu entscheiden. Gegen die erste Auffassung würde die Thatsache sprechen, dass die Quarzkugeln meistens aus mehreren Körnern bestehen, wenn nicht wieder andererseits (z. B. im Randporphyr; siehe auch Rosenbusch, 3. Aufl., 2. Bd., pag. 400) beobachtet worden wäre, dass selbst äusserlich idiomorphe, dihexaedrische Quarze sich u. d. M. in mehrere, nicht orientirte Felder auflösen. Ausserdem wäre hier eine Ausnahme von der allgemein giltigen Regel, nach welcher in einem basischen Gestein zunächst die am meisten basischen Gemengtheile krystallisiren, während hier der Krystallisationsprocess mit der Ausscheidung freier Kieselsäure begonnen hätte. Im Quarzdioritporphyrit von Steinegg in Niederösterreich beobachtete Becke (vgl. Rosenbusch, 3. Aufl., 2. Bd., pag. 446—447) ebenfalls rundliche, von Hornblendekränzen umgebene Quarzkörner, was ihn wegen der

Quarzarmuth der Grundmasse bestimmte, die Quarzkörner als Einschlüsse aufzufassen.

Zirkel[1]) gibt eine Uebersicht der diesbezüglichen Auffassungen. So sind Diller, Iddings und Goller für die Ansicht, dass die Quarze nicht Einschlüsse, sondern „primäre Ausscheidungsproducte des Magmas" sind, entstanden „unter Einwirkung von überhitztem Wasserdampf auf das unter hohem Druck befindliche Magma". Bei der Entlastung des Magmas spaltete sich dieses in einen extrem saueren Theil (Quarz etc.) und in einen basischen Rest. Iddings erwähnt ebenfalls die Augit- und Hornblende-Nädelchen, die die Quarzkörner mantelartig umgeben. So sehr ich mir bewusst bin, dass hier die richtige Entscheidung recht schwer ist, so stehe ich doch nicht an, die erwähnten Quarze für primäre Ausscheidungsproducte zu halten, schon mit Rücksicht darauf, dass dieses Mineral auch in Form von winzigen Einschlüssen in der Hornblende und im Augit auftritt.

Sehen wir nun von den grösseren Quarzen in unserem Falle ab, so bleibt uns auch ein quarzarmes Gestein übrig. Auffallend bleibt immer noch der Umstand, dass einerseits die grösseren Quarzaggregate stets nahezu die gleiche Grösse besitzen (3—5 *mm* im Durchmesser, selten darüber), andererseits auch einheitliche Plagioklase (Labrador) unter den gleichen Bedingungen, wie der Quarz, vorkommen.

Augit.

Augitindividuen von besonderer Regelmässigkeit der Formen liefert namentlich das dunkle Augitgestein, das am linken Ufer des Leppenbaches, hart am Wege zwischen der zweiten und dritten Säge, ansteht und äusserlich eine solche Aehnlichkeit mit Diabas besitzt, dass erst die mikroskopische Untersuchung seine Zugehörigkeit zu den basischen Concretionen erwies.

Der Augit wird mit blassgrünlicher Farbe durchsichtig. Bei gekreuzten Nicols erkennt man hie und da den zonaren Aufbau. Sanduhrformen scheinen zu fehlen.

Die Querschnitte von Augit haben die Form von fast quadratischen, an den Ecken abgeschnittenen Rechtecken mit wohl ausgebildeter Prismen-Spaltbarkeit. Die (100) und (010) sind im gleichen Masse entwickelt, das Prisma (110) besitzt blos schmale Flächen. Einfache, sowie polysynthetische Zwillinge $\{100\}$ sind recht häufig. Die Längsschnitte haben nur selten die bekannte rhomboidische Gestalt, da sie gewöhnlich ohne terminale Endigung ausgebildet sind.

Die Auslöschungsschiefe cc beträgt 40—50°, ist also ebensogross wie die der farblosen Augite des Randporphyrs; c liegt im stumpfen Winkel β und ist erste Mittellinie. Der Axenwinkel wurde an einigen Durchschnitten mit Becke's Zeichenapparat[2]) gemessen. Verwendet

[1]) Zirkel F.: Lehrbuch der Petrographie. II. Aufl., I. Bd., pag. 714.

[2]) Becke F.: Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. XIV. Bd., 6 H. Notiz.
— Die Gesteine der Columbretes. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. Bd. XVI, p. 155—179 und p. 308—336. Wien 1896.

wurden blos solche Durchschnitte, in denen die Mittellinie nur wenig schief zur Axe des Instrumentes austrat.

$$2\ V = 60^0 \text{ bis } 67^0.$$

Verwachsungen von Augit mit Hornblende und Biotit sind allgemein verbreitet. Manchmal sind in einem Durchschnitte von Augit nur einige unregelmässige Flecken von Hornblende oder Biotit vorhanden, öfters ist ein maschiges Netzwerk von Augit und den beiden Mineralen entstanden. Nicht selten sind auch Durchschnitte, die der Hauptsache nach aus Hornblende und Biotit bestehen. Statt Hornblende und Biotit kann auch Chlorit auftreten, der pseudomorph nach diesen Mineralen ist.

Die beschriebenen Durchwachsungen sind in grosser Schönheit im Augitgestein des unteren Leppengrabens ausgebildet und erinnern vielfach an Erscheinungen, wie sie im Gabbro und Augitdiorit oft beobachtet wurden.

Bei der Beschreibung der quarzfreien Concretionen werden diese Verwachsungen noch eingehender besprochen werden.

Hornblende.

Die Hornblende tritt häufig in Zwillingen $\{100\}$ auf und besitzt in Schnitten $\perp$ *b* eine Auslöschungsschiefe $cc = 19^0$. Der Pleochroismus ist

$\mathfrak{a}$ = gelbbraun,
$\mathfrak{b}$ = bräunlich,
$\mathfrak{c}$ = graugrün.

Die Absorption ist $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.

Sehr kräftig ist der Pleochroismus und die Absorption der primären Hornblende in dem bereits genannten Augitgestein des unteren Leppengrabens:

$\mathfrak{a}$ lichtgelbbraun,
$\mathfrak{b}$ dunkelbraun,
$\mathfrak{c}$ schmutziggraugrün,

$\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.

Das Innere der Hornblende ist oft erfüllt von einer Unzahl feiner Stäubchen, die bei sehr starker Vergrösserung als Ilmenit erkannt wurden.

Biotit.

Der Biotit bildet unregelmässig rechteckige Durchschnitte, sowie auch Aggregate. Die Doppelbrechung und der Pleochroismus ist nicht so stark wie beim Lepidomelan des Randporphyrs. Die Färbung ist merklich lichter.

$\mathfrak{c}$ = röthlichbraun,
$\mathfrak{a}$ = hellgelb,

$\mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.

Bisweilen treten Gleitflächen auf.

Plagioklas.

Als basischester Vertreter der Plagioklasreihe wurde im Kern der meist angewitterten Plagioklasindividuen Labrador $Ab_1\ An_1$ angetroffen. Die Hülle ist Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_4\ An_1$. Die Bestimmung erfolgte nach M. Levy's Methode der correspondirenden Auslöschungsschiefen, z. B.:

Kern:	1	— 14·5°	niedere Interferenzfarben
	1'	+ 15·5°	
	2	— 5·5°	höhere Interferenzfarben
Hülle:	1	+ 3·5°	niedere Interferenzfarben
	1'	— 4·5°	
	2	+ 1·5°	höhere Interferenzfarben

Schnitte nach *M* wurden nicht aufgefunden.

An einem analog den Quarzaggregaten auftretenden Plagioklaszwilling (circa 10 *mm* lang und 4 *mm* dick), der ebenfalls von einem Augitmantel umgeben war, konnte der Axenwinkel gemessen werden.

$$2\ V \quad 75^0 \text{ um } c,$$

was auf Labrador hinweist. Dieser Durchschnitt erschien u. d. M. erfüllt von einer grossen Menge von Einschlüssen: Augit, Hornblende, Biotit, Apatit und Erz.

Der Plagioklas verwittert leicht zu Kaolin und Muscovit, wobei Calcit mitgebildet wird, der häufig am Aussenrande der Plagioklasdurchschnitte auftritt und durch seine charakteristischen optischen Eigenschaften sofort zu erkennen ist.

Mikroklin.

Mikroklin kommt nur selten und dann in unregelmässigen kleinen Schmitzen vor, die Lücken zwischen Plagioklas schliessend.

Accessorische Gemengtheile.

Apatit ist in oft auffallend grossen Säulen ausgebildet, kommt aber auch in der gewöhnlichen Nadelform vor.

Ilmenit bildet ähnliche Körner und skelettartige Wachsthumsformen wie im Kerngranitit und Randporphyr. Er ist häufig von einem mehr oder weniger breiten Saum von Titanit (nicht Leukoxen!) umgeben, der auch selbstständig auftritt.

Der Pyrit erscheint in kleinen Körnchen im Ilmenit und ist wohl ein Zersetzungsproduct.

Structur.

Sieht man von den rundlichen, dem Gestein mitunter ein porphyrisches Aussehen gebenden Quarzkörnern und Aggregaten ab, so ist die Structur die hypidiomorphkörnige im Sinne von Rosenbusch. Als selbstständiges Gestein würden diese Concretionen als „quarz-

führender Augitdiorit“ zu bezeichnen sein, vorausgesetzt, dass der Quarz eine primäre Ausscheidung ist und nicht etwa, wie schon früher erwähnt, auch als „Einschluss“ aufgefasst werden kann.

b_2) Quarzfreie basische Concretionen.

Diese Varietät der basischen Concretionen ist nicht gänzlich frei von Quarz, wohl aber sehr arm an diesem Bestandtheile, der in den Dünnschliffen nur hie und da in Form kleiner, unregelmässiger Durchschnitte vorkommt.

Die Gemengtheile dieser Varietät zeigen bezüglich des optischen Verhaltens wenig abweichendes von den der quarzführenden Concretionen.

Nur der Biotit ist etwas verschieden; er nähert sich dem Lepidomelan des Randporphyrs.

Der Apatit tritt in ungewöhnlich grossen, bereits mit der Lupe erkennbaren Krystallen und stets in bedeutender Menge auf.

Bemerkenswerth ist auch, dass diese Concretionen Anzeichen von Kataklasstructur besitzen: schwach gebogene Plagioklase (die aber nie zersprengt sind, wie im Tonalitgneiss), geknickte Biotitschuppen. Der Winkel zwischen der Trace von (001) und den verschobenen Biotitpartien beträgt 60° bis 65°.

Mikroklin scheint zu fehlen.

Die Ausscheidungsfolge in den quarzfreien Concretionen ist: Apatit, Ilmenit, Augit, Hornblende und Biotit, Plagioklas, Quarz.

Die Structur ist die hypidiomorphkörnige.

Würden Massen von der Zusammensetzung der quarzfreien Concretionen selbstständig auftreten, so könnte für sie der Ausdruck: „quarzarme Augitdiorite“ gebraucht werden.

Verwachsungen von Augit und Hornblende mit Biotit.

Besonders schön sind in diesen Concretionen die Verwachsungen von Augit, Hornblende und Biotit ausgebildet. Der Augit bildet Körner mit angedeuteter Krystallform; die Ränder der Durchschnitte sind oft tief eingebuchtet. Diese Höhlungen sind ausgefüllt von Hornblende oder Biotit, seltener von Plagioklas.

In Schnitten von Augit parallel der Vertikalaxe erkennt man, dass die Spaltrisse des Biotits mit der Vertikalaxe ihres Wirthes parallel verlaufen. Die Vertikalaxen beider Minerale stehen also auf einander nahezu senkrecht. Die Hornblende verwächst hingegen mit dem Augit homoax (parallele Verwachsung).

Durchschnitte von Augit parallel (010) zeigen, dass die Ebene der optischen Axen des Augits und der mit ihm verwachsenen Hornblende zusammenfallen und dass die Elasticitätsaxe $\mathfrak{c}$ in beiden Mineralen im gleichen Sinne von der Vertikalaxe abweicht:

$$cc \text{ (Augit)} = 45^0.$$
$$cc \text{ (Hornblende)} = 19^0.$$

Derartige parallele Verwachsungen zwischen Augit, Biotit und Hornblende sind ganz ähnlich den schon oftmals beschriebenen Ver-

wachsungen im Gabbro und Augitdiorit. Man fasst sie häufig als primäre, gleichzeitige Bildung auf. Die Art und Weise aber, wie der Biotit und die Hornblende in den basischen Concretionen des Granititzuges mit dem Augit verwachsen (randliche Säume, maschige Durchdringung), macht es wahrscheinlich, dass diese Verwachsungen durch Annahme einer Neubildung von Hornblende und Biotit auf Kosten des Augits zu erklären sind. Die Umwandlung des Augits ist aber kein secundärer, etwa auf Verwitterung zurückführbarer Vorgang, sondern eine Art von magmatischer Resorption.

Gegen die Auffassung einer secundären Verwitterung als Ursache der Hornblende- und Biotitbildung spricht der Umstand, dass erstere nie in der bekannten Uralitform auftritt und letzterer im Augit nie die kleinschuppige Form besitzt, wie sie dem pseudomorphen Biotit zukommt.

Die tiefen Buchten im Augit sind durch magmatische Corrosion entstanden, die eintrat, als der Augit bestandunfähig wurde. Die künstliche Darstellung [1]) von Hornblende hilft uns ferner den Umwandlungsprocess: Hornblende und Biotit nach Augit, zu erklären. Bekanntlich ist für das Zustandekommen der Hornblende die Gegenwart von H_2O bei grossem Druck und hoher Temperatur unerlässlich. Nie entsteht Hornblende bei einem einfachen Schmelzprocesse.

Die in einem Eruptivmagma vorhandenen HO-Gruppen konnten erst unterhalb einer bestimmten Druck- und Temparaturgrenze zur Wirkung gelangen. Dann ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, dass sich Hornblende bildet, theils aus den noch nicht auskrystallisirten, unter gewöhnlichen Umständen zu Augit erstarrenden Silikaten, theils durch Resorption des bereits vorhandenen Augits. Zu diesem Zwecke ist es aber nothwendig, dass das magmatische „Wasser“ nicht in Form von Dämpfen entweichen könne. Tritt dieser Fall, der gleichbedeutend ist mit der Effusion des Magmas nach Art der Ergussgesteine, ein, so fehlt das agens der Hornblendebildung; es entsteht keine neue Hornblende mehr und die bereits vorhandene wird resorbirt. Aehnliches gilt, wenn auch in etwas complicirterer Form, für den Biotit. Kurz zusammengefasst ergibt sich folgendes:

In einem Tiefengestein kann vorhandener Augit bei hohem Druck und abnehmender Temperatur durch Einwirkung von magmatischem Wasser resorbirt und in Hornblende, sowie durch Wegführung der CaO-Molekel in Biotit umgewandelt werden.

In einem Ergussgesteine dagegen wird die Hornblende und der Biotit bei hoher Temperatur, abnehmendem Druck und Entweichen von Wasserdampf randlich umkrystallisirt. Bildung von Resorptionsmänteln

Die Thatsache, dass in einem Tiefengesteine bei gleichzeitiger Gegenwart von Hornblende und Augit dieser in der Regel älter ist als jene, rechtfertigt die hier ausgesprochene Ansicht in befriedigender Weise.

Die Neubildung von Hornblende und Biotit auf Kosten des Augits fällt also in eine verhältnissmässig späte Epoche der Gesteinsverfestigung.

---

[1]) Doelter C.: Synthetische Studien. N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. I, 1897.

c) Ganggranitit.

Allen Ganggranititen gemeinsam ist das reichliche Vorkommen von Mikroklin, der in den saueren Varietäten wohl 30⁰/₀ des gesammten Gesteines ausmachen dürfte.

Der Biotit unterscheidet sich bereits äusserlich sehr auffallend vom Lepidomelan des Randporphyr und Kerngranitit. Doppelbrechung und Pleochroismus erinnern sehr an den weiter unten zu besprechenden Biotit der Contactgesteine: nicht sehr hohe Doppelbrechung, Pleochroismus

c fuchsroth
a hellgelb

die Absorption $c > a$.

Muscovit ist stets vorhanden, in den lichten Ganggranititen in grösserer Menge als in den dunklen, und beherbergt bisweilen Einschlüsse von Biotit

Der Mikroklin beherbergt ebenfalls häufig Biotiteinschlüsse. Die Gitterstructur ist meist in hervorragender Schönheit ausgebildet. Plagioklasspindeln sind stets vorhanden.

In den lichten Ganggranititen bildet der Mikroklinmikroperthit orientirte, bald schmale, bald breite Mäntel um den älteren Oligoklas, der in Form abgerundeter Krystalle eine ziemliche Grösse erreicht. Der Oligoklas ist deutlich zonar gebaut. Färbeversuche lehrten, dass der Kern ($Ab_4\ An_1$) den Farbstoff viel begieriger aufnimmt als die Hülle, die mit den Plagioklasspindeln des Mikroklinmantels gleichzeitig auslöscht, also der Mischung $Ab_{12}\ An_1$ sehr nahe kommt.

Plagioklas kommt, wie ebenfals durch Färbeversuche erkannt wurde, auch in kleinen Körnern vor: $\omega > \gamma$. Er bildet mit Mikroklin und Quarz die letzten Erstarrungsantheile.

Mikropegmatitzapfen im Mikroklin sind nicht so häufig, wie in den zum Randporphyr gehörigen Gesteinen.

Quarz ist immer vorhanden und z. Th. auch (wie in den lichten Ganggranititen des unteren Kramarcagrabens) in grösseren Körnern.

Hornblende tritt nur hie und da auf. Eine angedeutete Kataklasstructur lässt sich oft beobachten, am deutlichsten im dunklen Ganggranitit am Ausgange des Sneženikgrabens. Der Biotit ist dort sehr schön gefältelt, die Plagioklaslamellen sind S förmig gebogen, der Quarz löscht undulös aus und auch die Gitterung des Mikroklins ist gebogen. Nie sind aber die Gemengtheile bis zum Zerspringen gepresst worden. (Die gebogene Gitterung am Mikroklin spricht wohl deutlich dafür, dass ihre Entstehung nicht immer auf Druckwirkungen zurückzuführen ist.)

Die verschiedene Korngrösse der Ganggranitite hat wohl ihren Grund in der bald schneller, bald langsamer erfolgten Erstarrung.

d) Aplit und Pegmatit.

Der Aplit kommt in Form von schmalen Gängen in allen Gesteinen des Granititzuges vor, der Pegmatit scheint auf die Randzonen beschränkt zu sein; er spielt überhaupt in Südkärnten nicht die

grosse Rolle, wie in anderen Granitgebieten, sondern hat eine sehr beschränkte Verbreitung.

An der Zusammensetzung des Aplits betheiligen sich besonders Mikroklin und Quarz, saurer Oligoklas ($\omega \geq \gamma$) nur untergeordnet. Auch im Aplit sind die Mikroklinkörner stets mikroperthitisch, desgleichen im Pegmatit, wo die Plagioklasspindeln eine ansehnliche Breite erlangen.

Mikropegmatitzapfen kommen nur am Rande der Mikroklinkörner vor und umgeben diese mitunter kranzförmig.

Die Quarzstengel im Pegmatit erreichen eine bereits makroskopisch bemerkbare Dicke: Querschnitte dieser Stengel haben hie und da polygonale Gestalt.

Bei der chemischen Untersuchung beschränkte ich mich auf die drei typischen Abänderungen des Granititzuges. Von den nachfolgenden Localitäten kamen Handstücke zur Verwendung:

Topla: Kerngranitit und basische, quarzführende Concretionen.
Javoria: Randporphyr.

Das specifische Gewicht wurde an frischen Stücken des zur chemischen Bauschanalyse und mechanischen Trennung bestimmten Materiales vorgenommen und ergab mittelst der hydrostatischen Wage folgende Zahlen:

Basische, quarzführende Concretionen . .	2·86
Randporphyr	2·69
Kerngranitit	2·65

Die mechanische Trennung mittelst Metylenjodid ergab folgendes procentisches Verhältniss:

		Kerngr.	Randp.	Bas. Concr.
Hornblende, Biotit, Augit, Erz, Titanit, Apatit	$s > 2·736$	7·4	12·5	63·2
Plagioklas und Quarz	$s > 2·621$	50·2	45·7	34
Mikroklinmikroperthit	$s < 2·621$	42·5	41·8	2·8

Um das gegenseitige Verhältniss zwischen Plagioklas und Quarz zahlenmässig festzustellen, wurde in einem gewogenen Antheil der Fällung $s > 2·621$ die Kieselsäure nach der gewöhnlichen Methode bestimmt und daraus die Menge an Quarz und Plagioklas berechnet. Als Durchschnittsplagioklas wurde für den Kerngranitit $Ab_5\,An_1$, für den Randporphyr $Ab_4\,An_1$ und für die basische Concretion $Ab_3\,An_1$ angenommen.

Es ergaben sich so folgende Zahlen:

	Kerng.	Randp.	Bas. Concr.
	Procent		
Plagioklas . . .	29 3	34	31
Quarz	20·1	12	3

Die chemische Bauschanalyse wurde von mir im mineralogischen Institute durchgeführt.

	Kerngranitit, Topla.	Randporphyr, Javoria.	Bas., quarzführende Concret., Topla.
Glühverlust .	0·55	0·51	1·23
SiO_2	70·44	66·83	54·73
TiO_2	—	Spuren	Deutl. Spuren
P_2O_5	—	—	Spuren
Al_2O_3 . . .	15·63	16·40	14·02
Fe_2O_3 . . .	1·34	3·17	2·34
FeO	1·12	1·89	4·92
MgO	0·55	1·07	7·40
CaO	1·98	2·59	10·20
Na_2O . . .	4·03	4·65	2·98
K_2O	5·18	4·21	2·67
	100·82	101·32	100·49

Die Berechnung dieser Analysen ergab für die einzelnen Gesteinsgemengtheile:

	Kerngranitit		Randporphyr		Basische Concr.	
	Rechnung	Trennung	Rechnung	Trennung	Rechnung	Trennung
	Procent					
Quarz	22	20	17	12	5	3
Plagioklas $Ab_5 An_1$ — $Ab_3 An_1$	42	29·3	34 (Ab_4)	34	29 (Ab_3)	31
„ $Ab_{12} An_1$ [1]) . . .	(Ab_5)	12·0	11	19	—	—
Mikroklin	—	31	22	23	—	3
Hornblende	4·8	7·36	7·6	12·3	12·6	
Biotit	3·3		6·6		20·1	63·2
Augit	—	—	—	—	29·8	
Erz	—	—	—	0·2	—	—

Das Ergebniss der Analysen lehrt, dass die Gesteine des südkärntnerischen Granitzuges zu den echten Granititen gehören.

In neuester Zeit hat Brögger versucht, die kalkreichen granitischen Gesteine in eine Serie zu bringen, deren SiO_2-reichsten Glieder Adamellite, deren SiO_2-ärmsten und dabei kalkreichsten Glieder Monzonite benannt werden. Dazwischen stehen die Banatite. Ich greife aus dieser Reihe drei Analysen heraus und zwar entsprechend

unserem Kerngranitit	den Adamellit	von	Landsberg, Barr.
„ Randporphyr	„ Banatit	„	Watab, Minnesota
unserer bas. Concretion	„ Monzonit	„	Monzoni.

[1]) Die Albitspindeln in den Mikroklinen.

	Adamellit Poisson	Banatit Watab	Monzonit Malgola
SiO_2	68·20	65·27	52·16
Al_2O_3	15·96	15·76	22·11
Fe_2O_3	4·80	5·73	8·58
MgO	0·78	2·14	2·64
CaO	2·92	3·70	8·61
Na_2O	3·75	4·57	3·35
K_2O	4·14	3·97	2·00
H_2O	—	0·42	0·80

Trotz mancher augenscheinlichen Unterschiede dieser drei Analysen und der Analysen der Kärntner Granitite, ist die Uebereinstimmung eine recht gute und wir müssten unsern Kerngranitit als Adamellit, den Randporphyr als Banatit und die basische Concretion als Monzonit bezeichnen. Ich kann mich jedoch zur Annahme der Brögger'schen Nomenclatur nicht entschliessen und ziehe es vor, beim guten eingebürgerten Namen Granitit zu verharren. Die Granitite Südkärntens stammen zweifelsohne aus einem gemeinsamen Stammmagma, die einzelnen Abänderungen verdanken einer Spaltung dieses Magmas ihre Entstehung. Die porphyrische Randfacies ist an Kieselsäure ärmer als das Kerngestein.

Graphische Darstellung und Discussion der Analysen.

Wir verdanken Becke[1]) eine Methode der graphischen Darstellung von Resultaten chemischer Bauschanalysen. In der unten citirten Schrift ist das Wesen dieser Methode auseinandergesetzt und ich glaube mir daher eine nähere Erläuterung derselben ersparen zu können. So viel nur möge hier Platz finden: Beim Vergleiche und auch bei der graphischen Darstellung chemischer Analysen verwendet man die Molekularverhältnisse und nicht die gefundenen Procentzahlen. Mittels zweier Formeln ermittelt man zunächst aus den durch Division der Molekulargewichte von CaO, K_2O und H_2O in ihren Procentzahlen gefundenen Molekularverhältnissen die Ordinate und Abscisse für das „Alkaliendreieck" und findet so den Analysenort. Um die Menge an SiO_2 und den übrigen wichtigeren Verbindungen graphisch darzustellen, benützt man das sogenannte Verticalbild. Auf der Ordinate werden direct die berechneten Molekularverhältnisse aufgetragen. In den Fig. 13 und 14 ist nach Becke's Methode die graphische Darstellung der drei analysirten Abänderungen des kärntnerischen Granititzuges durchgeführt. Zum Vergleiche wurden auch die oben citirten Analysen von Adamellit, Banatit und Monzonit in das Analysenschema einbezogen. *K* bedeutet den Kerngranitit, *R* den Randporphyr, *BC* die quarzführenden basischen Concretionen, *Ad* den Adamellit, *Ba* den Banatit und *Mo* den Monzonit. Betrachten

[1]) F. Becke: Gesteine der Columbretes. Tscherm. mineral. u. petrogr. Mitth., Wien 1896, Bd. XVI, pag. 313—320.

Fig. 13.
„Alkalien-Dreieck.“

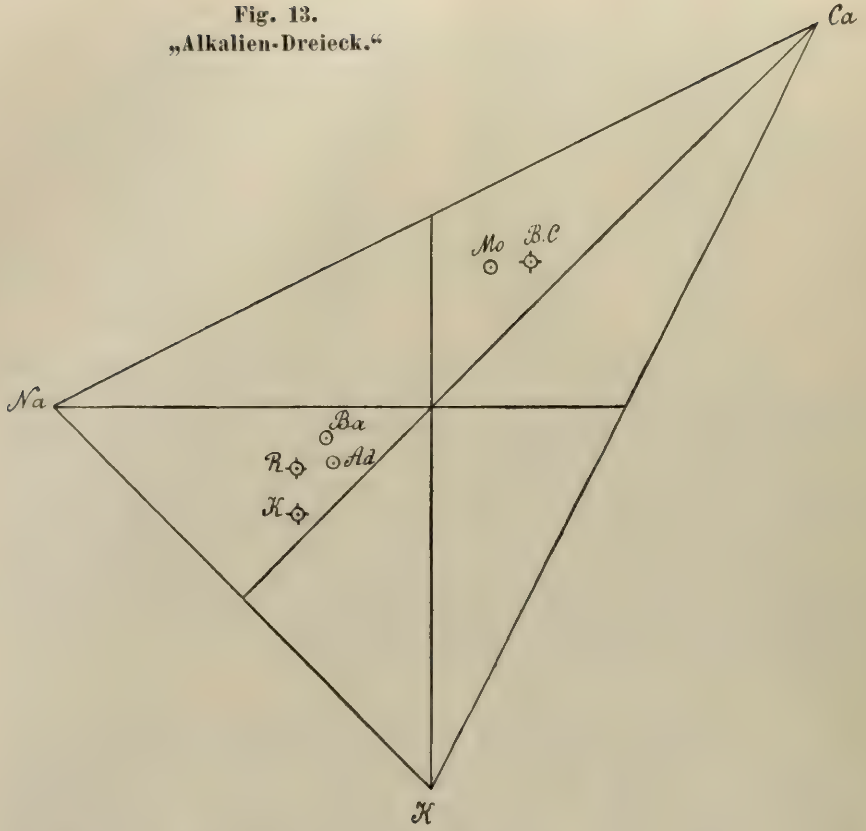
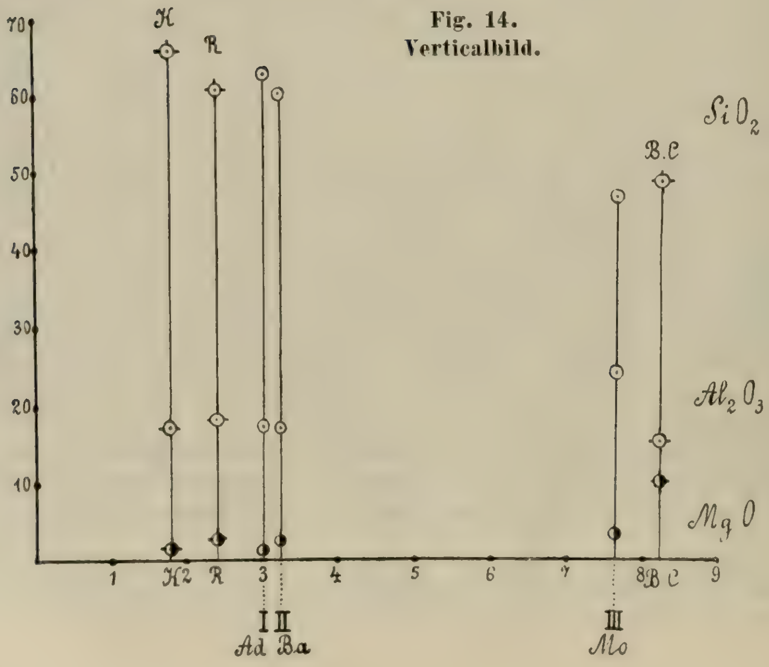


Fig. 14.
Verticalbild.



wir zunächst das Alkaliendreieck Fig. 13: Die überwiegende Menge von Natrium gegenüber dem Kalium ist charakteristisch. Der Analysenort für den Kerngranitit ist dem Mittelstrich am nächsten; hier ist die Menge an *Na* und *K* nahezu gleich, während im Randporphyr das *Na* vorherrscht. Deutlich kommt im „Alkalien-Dreieck" die überwiegende Menge an Alkalien im Kerngranitit und Randporphyr gegenüber den hier verwendeten Vertretern der Adamellite und Banatite zum Ausdruck. Der Kerngranitit und Randporphyr stehen also den echten Granititen näher als der Adamellit und Banatit. Die Beibehaltung des Namens „Granitit" für unsere Gesteine erscheint demnach auch in chemischer Hinsicht gerechtfertigt. Ueberaus *Ca*-reich erscheinen die basischen Concretionen, deren Analysenort nahe dem des Monzonit liegt.

Im Verticalbild ist die Menge an SiO_2, Al_2O_3 und MgO zum Ausdruck gebracht. Die grosse Aehnlichkeit zwischen den beiden Typen des kärntnerischen Granititzuges mit den hier verwendeten Vertretern der Adamellite und Banatite ist bezüglich des Gehaltes an Al_2O_3 und MgO deutlich erkennbar. Nur im Gehalte an SiO_2 sind grössere Unterschiede vorhanden.

Interessant ist der Vergleich zwischen den basischen Concretionen und dem Hornblende-Monzonit der Malgola. Beide Gesteine unterscheiden sich bezüglich des Gehaltes an SiO_2 wenig. Dagegen ist die gegenseitige Abhängigkeit zwischen Al_2O_3 und MgO bemerkenswerth, so zwar, dass mit einem Steigen des MgO-Gehaltes ein Fallen des Al_2O_3-Gehaltes zum Ausdruck gebracht ist. Diese Erscheinung ist an Analysen basischer Concretionen öfters zu beobachten.

IId. **Eintheilung der magmatischen Epoche.**

Die magmatische Epoche, in der die Gesteine des Granititzuges verfestigt worden sind, können wir auf Grund der vorhandenen Beobachtungen eintheilen in die

I. Magmatische Epoche:
präeruptive Epoche
eruptive Epoche
posteruptive Epoche,

der sich dann unmittelbar die

II. Epimagmatische Epoche

anreiht.

Präeruptive Epoche: In diese fällt die Bildung der basischen Concretionen.

Eruptive Epoche: Bildung von Hornblende, Biotit, beginnende Quarz-, Mikroklin- und Plagioklasausscheidung. Erste Intrusion in die Schiefer: Biotitreiche Ganggranitite (basischere Ganggesteine, z. B. Sneženikgang).

Posteruptive Epoche: Es erfolgt die gesammte Erstarrung des ansehnlichen Magmarestes, und zwar in der Weise, dass sich eine Zone von Randporphyr von dem aus grobkörnigem Granitit be-

stehenden Kern scheidet, mit ihm aber auch durch Uebergänge verknüpft ist. Im Randporphyr gehören die grossen Einsprenglinge der eruptiven, die Bestandtheile der Grundmasse der posteruptiven Epoche an.

Letzte Intrusionen in die umgebenden Schiefergesteine: Lichte Ganggranitite (z. B. Kramarca), also sauere Ganggesteine. Erstarrung der aplitischen Gangausfüllungen, sowie der Pegmatite, wenn nicht ein Theil von ihnen erst in der nächsten Epoche verfestigt wurde.

In die epimagmatische Epoche fallen die molecularen Umlagerungen in den fertigen Mineralen, z. B. die Entstehung der Plagioklasspindeln.

III. Contactgesteine.

In Berührung mit dem Granitmagma wurden die umgebenden Schiefer in ausgedehntem Masse metamorphosirt. Abstufungen im Grade der Metamorphose sind deutlich zu verfolgen, so zwar, dass die Schieferung der ursprünglichen Sedimente theils gänzlich verloren ging, theils noch völlig erhalten blieb. Es liegen noch zu wenig Untersuchungen vor, um das unveränderte Gestein, aus dem die Contactgesteine hervorgegangen sind, voll und ganz sicherzustellen.

Am stärksten beeinflusst vom Magma erscheinen die Einschlüsse von Schieferscherben, insbesondere die kleineren und dann namentlich die in grobkörnigem Granitit eingebetteten. Für die anstehenden Schiefergesteine gilt die Regel, dass die Contactphänomene mit der Entfernung vom Magma abnehmen.

Folgende Contactgesteine sollen hier besprochen werden:

1. Einschlüsse von verschiedenen Localitäten.
2. Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels aus dem Remschenig-graben.
3. Cordierit-Glimmer-Hornfels, Schaida und Keap.

1. Einschlüsse.

Im Felde beobachtet man an vielen Orten ausser den durch die erhaltene Schieferung und Fältelung sofort als solche erkennbaren Schiefereinschlüssen auch noch andere, die äusserlich eine so grosse Aehnlichkeit mit basischen Concretionen besitzen, dass sie auf Teller's Handstück-Etiquetten als „dunkle Abänderungen des Granitit“, auf meinen als „basische Concretionen“ bezeichnet sind. Sie sind aber echte Einschlüsse eines ursprünglich sedimentären Gesteines, die besonders stark der magmatischen Einwirkung ausgesetzt waren.

Diese Art von Einschlüssen sei zunächst besprochen.

a) Concretionsartige Einschlüsse.

Makroskopisch dichte, meist kleinere und selten scharfeckige Knollen von dunkler Farbe. Auf angeschliffenen und polirten Stellen sind hie und da schwarze, 3—4 *mm* breite, fast kreisrunde Flecken bemerkbar. Eine Mineraldiagnose ist makroskopisch nicht möglich.

Diese Einschlüsse liegen niemals im feinkörnigen Ganggranitit, sondern immer in einem grobkörnigen, dem Kerngranitit ähnlichen Gestein. Sie finden sich nicht nur auf der Südseite des Granititzuges, sondern bezeichnender Weise auch auf dessen Nordseite. (Südseite: Toplamündung. Nordseite: Leppengraben, dritte Säge.)

U. d. M. löst sich das dunkle und dichte Gestein in ein nahezu gleichkörniges Gemenge von Biotitschüppchen und farblosen Bestandtheilen auf. Manche Einschlüsse (Topla) führen blassgrünlichen Augit, und zwar theils mit Biotit gemengt, theils zu grösseren Augen geschaart. Die schwarzen Flecken rühren von einer Biotitanreicherung her.

Der Biotit der concretionenähnlichen Einschlüsse ist ähnlich dem Lepidomelan des Randporphyrs; die nach c schwingenden Strahlen werden aber etwas schwächer absorbirt.

Der Augit ist der gleiche, wie er aus dem Randporphyr und den basischen Concretionen beschrieben worden ist

Die farblosen Bestandtheile bestehen, wie Aetz- und Färbeversuche, sowie Vergleiche ihres Lichtbrechungsvermögens untereineinander und mit dem des Canadabalsams zeigten, vorwiegend aus Oligoklas, ferner aus Kalifeldspath und Quarz. Eine genauere Bestimmung des Oligoklas gelang nicht. Farblose, stark licht- und schwach doppelbrechende Einschlüsse in Form winziger Säulchen sind in den farblosen Gemengtheilen in grosser Menge vorhanden (Apatit?), desgleichen Ilmenit in winzigen runden Körnchen und Schüppchen von Biotit.

Die Contactstructur (siehe Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels) ist deutlich ausgeprägt.

Schliesslich sei noch die Vermuthung ausgesprochen, dass sich auch in anderen Gebieten solche concretionsartige Gebilde als umgeschmolzene Einschlüsse enthüllen werden.

b) Einschlüsse von Schieferhornfels.

Diese Einschlüsse lassen sich vom anstehenden Schieferhornfels nicht recht trennen. Sie seien deshalb hier nur kurz besprochen und verweise ich ganz auf das Capitel „Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels“.

Die Einschlüsse dieser Art sind ebenfalls umsomehr vom Contact beeinflusst, je gröber das Korn des sie umgebenden Granitit ist. Auch die Grösse der eingeschlossenen Bruchstücke ist massgebend. Am intensivsten erfolgte die Metamorphose an den Rändern der Einschlüsse: Ausbildung eines mehrere Millimeter breiten Biotitsaumes.

Die ursprüngliche Schieferung ist meist erhalten, mitunter fehlt sie, besonders in den kleineren Scherben.

Die Granititmasse ist häufig in sehr schmalen (0·5—1 *mm* breiten) verästelten Canälen, theils in Klüfte der Schieferbrocken, theils zwischen die Fugen der Schieferung eingedrungen. In letzterem Falle besteht manchmal eine förmliche Wechsellagerung von dünnen Schieferlamellen und Granitschnüren.

Der Biotit hat dieselbe fuchsrothe Farbe wie in den Ganggranititen.

Von dem im nächsten Capitel zu besprechenden Schieferhornfels unterscheiden sich diese Einschlüsse blos durch den Mangel an Andalusit und Cordierit, gleichen ihm aber völlig bezüglich der Structur und der sonstigen mineralogischen Zusammensetzung.

2. Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels.

Dieses Gestein stammt aus dem unteren Remscheniggraben[1]) in nächster Nähe der Granititgrenze. Habituell hat es grosse Aehnlichkeit mit dem Gipfelgestein („Schiefergneiss") des grossen Fensterlekofels in der Rieserfernergruppe, das von mehreren meterdicken Pegmatitblätttern durchzogen wird.

U. d. M. erkennt man, dass der Schieferhornfels des Remscheniggrabens von folgenden Mineralen zusammengesetzt wird: Biotit, Muscovit, Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Andalusit, Cordierit, Turmalin, Apatit und Ilmenit

Die Anwesenheit von Andalusit und Cordierit in grösserer Menge, sowie structurelle Eigenthümlichkeiten (s. u.) machten es wahrscheinlich, dass dieser Schieferhornfels ein durch Contactmetamorphose verändertes Sediment ist.

Biotit.

Aus kleinen Schuppen von Biotit bestehen die dunklen Lagen des Gesteins, die mit den farblosen wechsellagern. In Präparaten senkrecht zur Schieferung erscheinen die Biotitschüppchen meist senkrecht zur Spaltbarkeit getroffen; sie verlaufen dann theils parallel mit der Schieferung, theils queren sie dieselbe.

Die Doppelbrechung des Biotit ist nicht hoch, im convergenten polarisirten Lichte erweist er sich als deutlich zweiaxig.

Der Pleochroismus ist

c = fuchsroth
a = hellgelb
$c > a$.

Der Biotit tritt nicht nur in Form selbstständiger Lagen, sondern auch in Gestalt theils runder, theils rechteckiger oder unregelmässiger kleiner Gebilde als Einschluss in allen übrigen Mineralen (ausgenommen Apatit, Ilmenit und Turmalin) auf.

Muscovit.

Nie bildet der Muscovit Lagen nach Art des Biotits, sondern findet sich blos in kleineren, selten grösseren farblosen Schüppchen in Gesellschaft des Biotit, der immer vorherrschend ist.

Als Einschlussmineral in ähnlicher Form wie der Biotit wurde der Muscovit oft beobachtet.

[1]) Ganz analoges Gestein fand ich auch in der Nähe des Gehöftes Najaunik bei Schwarzenbach.

Quarz.

Der Quarz bildet theils selbstständige Körner, theils in Gesellschaft mit Mikroklin und Plagioklas Linsen und Schnüre, wobei häufig jenes mosaikartige Pflaster zu beobachten ist, das von Salomon, Beck (Sachsen) u. A. beschrieben worden ist. Die Quarzkörner sind, wenn sie allein auftreten, grösser als im gemeinsamen Vorkommen mit Mikroklin und Plagioklas.

Mikroklin.

Die stets in vollendeter Schönheit entwickelte Gitterstructur lässt den Mikroklin auf den ersten Blick erkennen. Die schwache Lichtbrechung ermöglicht den Ueberblick seiner Menge gegenüber den anderen farblosen Mineralen. Auch der Mikroklin bildet oft selbstständige Partien im Gestein.

Plagioklas.

Die gewöhnlichen optischen Behelfe genügten nicht, um den Plagioklas sicher zu erkennen und bezüglich seiner Menge zu studiren. Becke's Färbemethode hatte hier den günstigsten Erfolg, indem durch sie sichergestellt wurde, dass der Plagioklas zwar in grosser Menge, aber nie in grösseren Individuen vorhanden ist, sondern nur Aggregate kleiner Körnchen bildet (Plagioklaslinsen). Gewöhnlich ist der Plagioklas mit Quarz und Mikroklin vergesellschaftet. Auffallend ist der Mangel jeder Zwillingsstreifung. Die genauere Bestimmung des Plagioklas gelang nicht; es konnte nur festgestellt werden, dass er ziemlich schwer gelatinirt und schwächer lichtbrechend als der Quarz ist, also zu den sauren Oligoklasen (wenn nicht zum Albit) zu stellen ist.

In Form von Einschlüssen wurde Mikroklin nicht aufgefunden.

Andalusit.

Die Diagnose auf Andalusit wurde u. d. M. durch folgendes Verhalten leicht ermöglicht:

Stark licht-, schwach doppelbrechend, gerade Auslöschung längs der Spaltrisse, optisch negativ. Der Pleochroismus ist sehr deutlich

$\mathfrak{a}$ rosenroth

$\mathfrak{c}$ farblos.

Die Umrisse sind immer unregelmässig, deuten aber auf eine säulenförmige Gestalt. Bezüglich der Grösse seiner Durchschnitte (2—3 *mm*) wird der Andalusit nur noch vom Cordierit erreicht. Maschige Wachsthumsformen wurden ebenfalls beobachtet. Das Schliffbild Taf. VII (III), Fig. 2 lässt erkennen, dass ein grösseres Andalusitindividuum einen schwächer lichtbrechenden Durchschnitt (Cordierit) umschliesst und ihn auch in Form von Adern (oder Aesten) durchzieht.

Der Andalusit umschliesst Einschlüsse von Biotit, Muscovit und Quarz.

Neugebildeter Muscovit ist am Rande der Andalusitdurchschnitte nicht selten aufzufinden.

Cordierit.

Die unregelmässigen, schwach doppelbrechenden und wenig stark lichtbrechenden Durchschnitte, die so häufig an die Nachbarschaft des Andalusit gebunden sind, fallen bei der Untersuchung u. d. M. bald auf. Ihre Deutung war etwas schwierig.

Im parallel polarisirten Lichte ist fast immer ein Zerfall in viele unregelmässige, langgestreckte Felder zu beobachten, desgleichen Zwillingsbildung. Auch die Durchschnitte von der Art, wie sie Cordieritdrillinge oft zeigen (Sectorenbildung), wurden, wenn auch nur selten, gefunden. Stets liegt dann die Axe der kleineren Elasticität radial, die der grösseren peripher. Ein Durchschnitt, der die Mittellinie a und eine optische Axe zeigte, ermöglichte die ungefähre Messung des Axenwinkels:

$$2\,V = \text{ca. } 70^0 \text{ um } a.$$

Das Mineral ist also optisch negativ. Die Lichtbrechung ist nicht gross und kommt der des Quarz nahe. Pleochroismus scheint zu fehlen und wurde auch in noch dicken Präparaten (während des Schleifprocesses untersuchte Platten von circa 0·25 *mm* Dicke) nicht wahrgenommen.

Da dieses auf Cordierit hinweisende Mineral auch in Form von Linsen auftritt (bis zu 3 *cm* lang und mehrere Millimeter dick), konnte sein Verhalten vor dem Löthrohr geprüft werden: Unschmelzbar, blos sehr scharfe Splitter rundeten sich an den Kanten ein wenig ab. Mit Kobaltsolution geglüht, nahmen die Splitter eine bläuliche, in's Rosenrothe spielende Farbe an.

Die Behrens-Probe ergab Al_2O_3 und MgO in grösserer Menge. Keine Alkalien.

Aus diesen mitgetheilten optischen und chemischen Beobachtungen erhellt wohl zur Genüge, dass Cordierit in grösserer Menge im Schieferhornfels des Remscheniggrabens vorkommt.

Andalusit und Cordierit sind typische Contactminerale. Bereits Rosenbusch beschrieb sie aus den Steigerschiefern.

Hervorgehoben verdient zu werden, dass die Verbreitung des Andalusit als Contactproduct in den Alpen — soweit Mittheilungen darüber vorliegen — keine grosse ist.

Turmalin und Apatit.

Der Turmalin bildet kleine, deutlich dichroitische Säulchen von hoher Licht- und Doppelbrechung

$$\omega = \text{grün}$$
$$\varepsilon = \text{farblos.}$$

Er ist optisch negativ. Seine Verbreitung ist nur gering; er findet sich blos als Einschluss in den farblosen Mineralen, besonders im Cordierit.

Der Apatit kommt nur als Einschlussmineral von der bekannten Form vor.

Ilmenit.

Die parallel der Schieferung gestreckten, opaken Gebilde wurden als Ilmenit gedeutet. Unzweifelhaft ist das Vorkommen des Ilmenit als „Titaneisenglimmer“ in der bekannten Form und Färbung als Einschlussmaterial.

Structur.

Das Schliffbild Taf. VII (III), Fig. 1 erläutert die Structur, wie sie bei schwacher Vergrösserung, eingeengtem Beleuchtungskegel und hochgestelltem Tubus, ohne Anwendung des Analysators, zu beobachten ist.

Man erkennt in der Mitte eine gekörnelte Partie, die aus einschlussreichem Andalusit besteht. Der breite helle Streifen (oben) besteht aus einem Aggregat von Mikroklinkörnern, von dem sich zahlreiche, stärker lichtbrechende Partien (Quarz und Plagioklas) deutlich abheben. Links unten ist eine durchschnittene Quarzlinse sichtbar. Die zahlreichen Einschlüsse in den Gemengtheilen treten gut hervor.

Vergleicht man diese Structur mit der u. A. von Salomon[1]) beschriebenen, so überzeugt man sich leicht vom Vorhandensein der von diesem Forscher so genannten „Contactstructur“. Die grosse Menge von kleinen Einschlüssen lässt manche Minerale, besonders den Cordierit wie durchsiebt erscheinen: „Siebstructur“ Salomon's. Der „Bienenwabenstructur“ (der sächsischen Geologen) vergleichbare Structurformen konnten ebenfalls beobachtet werden; im Schliffbild Taf. VII (III), Fig. 1 ist sie indessen wenig deutlich ausgeprägt.

Das Vorkommen zweier für Contactgesteine hoch charakteristischen Minerale: Andalusit und Cordierit vervollständigen im Verein mit der beschriebenen Structur den Eindruck, dass der Schieferhornfels des Remscheniggrabens (man könnte ihn auch als Contact-Schiefergneiss bezeichnen) ein umgewandeltes, und zwar thonerdereiches Sediment ist.

Kalkreiche Schieferhornfelse mit deutlicher Contactstructur (Bienenwaben- und Siebstructur) kommen unterhalb Paul im Remscheniggraben vor. Sie führen Hornblende, die von einer Unzahl von winzigen Interpositionen durchsetzt ist. Auch Zoisit kommt in ihnen vor.

---

[1]) Salomon W.: Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. VII.

Nähere Details werden erst mitgetheilt werden, wenn die Untersuchung dieser bisher noch wenig studirten „Schiefergneisse" abgeschlossen sein werden.

3. Cordierit-Glimmerhornfels.

Dieses Contactgestein wurde besonders an zwei Orten gefunden: beim Keap O von Schwarzenbach und unterhalb der Schaida (4 Meilen W von Keap), an letzterem Orte jedoch nicht anstehend.

Pelikan[1]) hat einen Cordierit-Glimmerhornfels vom M. Doja beschrieben. Schliffe dieses Gesteins, die mir Herr Prof. Becke in zuvorkommenster Weise zur Verfügung gestellt hatte, lehrten beim Vergleich mit Schliffen des Gesteins von der Schaida, dass zwischen beiden eine ausserordentliche Aehnlichkeit besteht. Die Unterschiede zwischen diesen beiden Gesteinen finden sich weiter unten zusammengestellt.

Der Cordierit-Glimmerhornfels von der Schaida ist im Handstück dicht und besitzt splitterigen Bruch. Die Farbe ist dunkelröthlichgrau. Die Schieferung ist sehr undeutlich erhalten. Anflüge von Magnetkies sind häufig.

An verwitterten Stellen ist die Farbe ölgrün bis bräunlichgelb.

Auf angeschliffenen Scherben erkennt man kleine, 2—3 *mm* grosse, unregelmässige Flecken.

Das Schliffbild Taf. VII (III), Fig. 3 (schwache Vergrösserung) zeigt, dass diese lichten Flecken nach Aussen zackig begrenzt sind (im Gegensatz zu den Cordieritknoten des Gesteines vom M. Doja, Taf. VII [III], Fig. 4) und im Innern eine Unzahl winziger Mikrolithen beherbergen. Deutlich wahrnehmbar ist an allen Durchschnitten ein heller einschlussfreier Aussenrand. Die beschriebenen Flecken liegen in einer Zwischenmasse, die hauptsächlich aus lichtbraunen Biotitschüppchen besteht. Die dunklen Streifen, die das Schliffbild durchziehen, sind aneinandergeschaarte, opake Erzpartikeln. Sie entsprechen der vorhanden gewesenen Schieferung.

Bei gekreuzten Nicols und Einschaltung eines Gypsblättchens R^{I} zerfallen die im gewöhnlichen Lichte einheitlichen Flecken mitunter in mehrere Sectoren (selten 6, häufiger 3 verschiedene orientirte Partien). Die kleinere Elasticitätsaxe liegt stets radial, die grössere peripher. Der Gedanke, dass diese Flecken aus Cordierit bestehen, lag daher nahe; die Vermuthung wurde durch das optische und chemische Verhalten bestätigt.

Lichtbrechung nicht gross und gleich der des Canadabalsams, schwache Doppelbrechung; meist grau^{I}, seltener gelb^{I}.

Die mikrochemische Reaction ergab reichlich Al_2O_3 und MgO, Spuren von CaO. Die Bořicky-Probe wenig K_2O und Na_2O. Die ungeheure Anzahl von fremden Einschlüssen erklären das Vorhandensein von K_2O, Na_2O und CaO.

---

[1]) Pelikan A.: Ein neues Cordieritgestein vom M. Doja in der Adamellogruppe. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. 1891.

Bei Anwendung stärkster Vergrösserungen wurden die Einschlüsse, so gut es ging, bestimmt. Die opaken und durchscheinenden Körnchen von oft sechsseitigen Umrissen sind wohl sicher Ilmenit. Der farblose Rest hebt sich durch seine schwächere Lichtbrechung (bei tiefer Einstellung heller) gut ab: Feldspath, und zwar Kalifeldspath und, wie Färbeversuche erwiesen, sehr wenig Plagioklas. (Die Schliffe wurden zum Theil sehr intensiv geätzt, so dass auch der Kalifeldspath den Farbstoff ein wenig aufnahm.)

Winzige, farblose, ziemlich stark licht- und doppelbrechende Leistchen liessen auf Muscovit schliessen. Biotit ist in spärlichen kleinen Schüppchen ebenfalls als Einschlussmineral im Cordierit vorhanden. Hie und da findet sich ein Säulchen von Turmalin (gerade Auslöschung, optisch negativ, stark licht- und doppelbrechend, deutlich pleochroistisch, ω grünlich, ε farblos).

Die dunklere Färbung der Zwischenmasse wird hervorgebracht durch das Vorwalten des Biotits, der in kleinen pleochroitischen Schuppen auftritt. Der farblose Theil besteht aus Kalifeldspath, Quarz und sehr wenig Plagioklas. Ilmenit ist theils in opaken Körnern, theils in der Form des Titan-Eisenglimmers vorhanden. Bemerkenswerth ist die nahezu gleiche Grösse aller Bestandtheile. Der Turmalin tritt in der Zwischenmasse ebenso auf, wie in den Cordieritflecken.

Die Betrachtung der Dünnschliffe mit freiem Auge lässt erkennen, dass die Cordieritflecken ungefähr 50 Percent des Gesteins ausmachen.

Das Gestein vom Keap besitzt eine unverkennbare Aehnlichkeit mit dem von der Schaida, ist aber nicht mehr frisch. Die Cordieritflecken nehmen circa $^3/_4$ des Raumes eines Dünnschliffes ein. Besser als im Gestein von der Schaida ist hier die Schieferung erhalten; auch die Cordieritflecken erscheinen im Sinne der Schieferung gestreckt.

Stets sind die Cordieritkörner am Aussenrande mehr oder weniger gelbgefärbt und auch im Innern finden sich gelbe Partien (Serpentin?). Diese gelben Ränder heben sich im polarisirten Lichte in Folge ihrer sehr schwachen Doppelbrechung vom Kern scharf ab. Im Kern der Durchschnitte findet sich reichlich Muscovit; der Zerfall in Sectoren ist nicht so deutlich, wie im Hornfels von der Schaida. Die Einschlüsse sind die gleichen.

Die Zwischenmasse ist etwas gröber im Korn als die des Schaidagesteines, besitzt aber sonst die gleiche mineralogische Zusammensetzung in ähnlichem Mengenverhältnisse.

Wir können somit die beiden Gesteine als durchaus gleichartig ansehen, was bei dem Umstande, dass sie räumlich so weit auseinander vorkommen, sehr bemerkenswerth ist. Es möge ferner nochmals wiederholt werden, dass der Schaida-Hornfels von einer Stelle stammt, wo nach der Karte kein Gneiss mehr eingezeichnet ist (côte 780 *m* O von der Schaida).

Die Unterschiede zwischen dem Hornfels von der Schaida und dem des M. Doja sind in der auf umstehender Seite befindlichen Tabelle angeführt

M. Doja	Schaida
Wenige, wohl abgerundete Cordierite circa $^1/_4$ des Dünnschliffes.	Viele, aussen unregelmässig gezackte Cordierite circa $^1/_2$ des Dünnschliffes.
In der Umgebung der Cordierite Biotitanreicherung und einschlussfreier Rand der Cordieritkörner.	Einschlussfreier Rand der Cordierite.
Feinkörnige Zwischenmasse.	Etwas gröbere Zwischenmasse.
Viel Plagioklas.	Sehr wenig Plagioklas, statt dessen Kalifeldspath.
Rutil.	Ilmenit.
Keine Schieferung angedeutet	Wohl angedeutete Schieferung.

Die Analyse dieses interessanten Cordieritgesteines stimmt mit der von Pelikan citirten sehr gut überein, wie nachfolgende Vergleichung ergibt:

	Schaida Anal. v. Graber	M. Doja Anal. v. R. v. Zeynek
H_2O (resp. Glühverl.)	1·41	2·36
SiO_2 (+ TiO_2)	55·68	56·88
FeO	6·90	4·54
Fe_2O_3	2·63	2·66
Al_2O_3	21·91	20·86
CaO	0·89	1·29
MgO	3·57	3·15
K_2O	6·34	7·49
Na_2O	1·01	0·91
	100·34	100·14

Dieses Ergebniss der Analyse stimmt ebensogut mit mancher Glimmerschiefer- oder Phyllitanalyse, wie mit der Analyse mergeliger Sedimente. Beachten wir die Verhältnisse, unter denen die beiden Cordieritgesteine auftreten, so ist es wohl sehr wahrscheinlich, dass die Cordierithornfelse von Südkärnten aus einem Phyllit, die vom M. Doja aus Mergelbänken entstanden sind, die im Kalkgebirge so häufig in grösseren oder kleineren Lagen aufzufinden sind.

Es möge schliesslich noch bemerkt werden, dass es mir zu Pfingsten d. J. 1896 gelang, an mehreren Stellen Blöcke dieser Hornfelse zu finden. Einzelne Stücke waren überaus reich an Cordierit, welcher nahezu $^3/_4$ des Gesteines betrug. In der Wistra und oberhalb Putz fand ich sie auch anstehend. Ausserdem stiess ich auf zahlreiche Blöcke eines Knotenschiefers mit haselnussgrossen, aus Cordierit bestehenden Knoten in einer feingefälteten, typische Contactstructur zeigenden Zwischenmasse. Diese den Fahluniten äusserst ähnlichen Gesteine dürften namentlich im Wistrathal in grösseren Massen anstehen.

Verschiedene structurelle Unterschiede zwischen diesen beiden Gesteinen deuten darauf hin, dass das Gestein vom M. Doja längere Zeit der magmatischen Hitze ausgesetzt war, als das von der Schaida. Die Cordieritmolekel hatten dort mehr Zeit (oder Gelegenheit) sich zu rundlichen Krystallkörnern zu schaaren, während sie im Gestein von der Schaida zackige Aussenränder besitzen. Auch das Fehlen jeder Spur von Schieferung scheint für die Annahme einer intensiveren Durchwärmung zu sprechen, wenn wir nicht etwa annehmen wollen, dass der Hornfels des M. Doja aus einem wenig oder gar nicht geschieferten Sediment hervorgegangen ist. Der Hornfels von der Schaida erscheint dagegen stärker von der Hitze des Granititmagmas beeinflusst als der vom Keap.

Von der wohl allgemein anerkannten Ansicht Rosenbusch's ausgehend, dass Schiefergesteine durch die Contactmetamorphose weniger stofflich als vielmehr structurell und was die Art der Minerale betrifft, umgewandelt werden, können wir, soweit dies mangels an Bauschanalysen aus der mikroskopischen Untersuchung der Contactgesteine möglich ist, einen Schluss auf die Natur der ursprünglichen Sedimente ziehen, durch deren Umwandlung sie entstanden sind.

Vor Allem ist es klar, dass die Umwandlung meist an starren Massen vor sich gegangen ist. Dafür spricht die in der Regel erhalten gebliebene primäre Schieferung. Wo die Schieferung äusserlich scheinbar fehlt, ist sie mikroskopisch (Parallelstructur) nachweisbar. Bisweilen allerdings ist die ehemalige Schieferung auch mikroskopisch nicht mehr erkennbar; dies ist aber nur bei den kleinen (oft concretionsähnlichen) Einschlüssen der Fall. Wir können in diesen Fällen eine gänzliche Erweichung der Schieferscherben durch die magmatische Einwirkung annehmen, die aber nicht bis zur Auflösung des Einschlusses führte; theilweise Erweichung erfolgte vermuthlich am Cordierithornfels von der Schaida und vom Keap.

Salomon hebt hervor, dass es wohl schwer verständlich ist, dass eine moleculare Wanderung innerhalb starrer oder nur wenig verflüssigter Massen vorkommen könne, sagt aber auch Folgendes: „Dass übrigens die Beweglichkeit jener Substanzen ein gewisses Mass nicht übersteigt, das zeigt die bekannte Beobachtung, dass umgekehrt oft die feine Wechsellagerung verschiedenartiger Gesteinsblätter primärer Felsarten trotz völliger Umkrystallisirung bei der Contactmetamorphose vollständig erhalten wird.“ Diese Worte sind sehr überzeugungskräftig; ihre Richtigkeit wird durch die Thatsache erbracht, dass einerseits selbst stark veränderte Schieferscherben noch deutliche Schieferung besitzen, andererseits eine förmliche Wechsellagerung der verschiedenen Mineralanreicherungen vorhanden ist. Im Schieferhornfels des Remscheniggrabens (Taf. VII [III], Fig. 1) erkennt man deutlich, dass beispielsweise die Biotitanreicherungen mit den farblosen Mineralaggregaten und diese auch untereinander abwechseln.

Was die chemische Constitution der ursprünglichen Sedimente betrifft, so steht so viel fest, dass Schiefergesteine (richtiger

vielleicht geschieferte Gesteine) von verschiedener chemischer Zusammensetzung umgewandelt worden sind. Sehr auffallend ist dies bezüglich des Gehaltes an Kalk. Während der Remschenig-Schieferhornfels Plagioklas enthält, die Contactgesteine unterhalb Paul Hornblende und Zoisit, gewisse concretionsartige Einschlüsse auch Augit führen, ist der Cordierithornfels von der Schaida und vom Keap auffallend arm an Plagioklas und weist auch sonst kein kalkhältiges Mineral auf. Dafür sind alle Contactgesteine reich an Thonerde und Magnesia. Es müssen also auch die ursprünglichen Sedimente theils kalkreiche, theils kalkarme Gesteine gewesen sein.

Das Vorkommen von Einschlüssen auf der Nordseite des Granititzuges, die auffallend analog sind den auf der Südseite vorkommenden und vom Schiefergneiss stammenden Einschlüssen, scheint mir ein Beweis dafür zu sein, dass der Schieferzug auch auf der Nordseite des Granititlagers vorhanden gewesen, dort aber gleichzeitig mit einem Theil der Randporphyrzone in die Tiefe gesunken ist, dass also die Nordgrenze des südkärntnerischen Granititzuges thatsächlich längs einer bedeutenden longitudinalen Verwerfungslinie verläuft.

Verzeichniss der benützten Literatur.

Becke F.: Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., IV. Bd. Wien 1882.

— Unterscheidung von Quarz und Feldspathen mittels Färbung. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.

— Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des hohen Gesenkes (Altvater-Gebirge). Sitzb. d. kais. Akad. der Wissenschaften, math.-naturw. Classe, CI. Bd., I. Abth. Wien, 1892.

— Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XIII. Bd. Wien 1893.

— Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.

— Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XIV. Bd., Wien, 6 H. Notiz.

— Die Gesteine der Columbretes. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., Bd. XVI, p. 155–179 und p. 308–336. Wien 1896.

Brögger W. C.: Die Mineralien der Syenit-Pegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst., 16. Bd. 1890.

— Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Vidensk. Skrifter I., math.-naturw. Cl. Kristiania 1895, Nr. 7.

Doelter C: Synthetische Studien. N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. I 1897

Fedorow E. v.: Die zu den optischen Axen normalen Schnitte der Plagioklase. Zeitschr. f. Kryst., 25. Bd. 1895.

Fouqueé F.: Contribution à l'étude des Feldspaths des Roches Volcaniques. Paris 1894.

Futterer K.: Die Ganggranite von Gross-Sachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer-Wald. Inaug. Dissert. 1890.

— Ueber Granitporphyre von der Griesscharte in den Zillerthaleralpen.

Lipold M. V.: Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, VII. Bd. 1856.

Löwl F.: Der Granatspitzkern. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. 45, Wien 1895.

Michel-Levy: Etude sur la Determination des Feldspathes. I. H. Paris 1896.

— Dasselbe. II. H. Paris 1896.

Pelikan A.: Ein neues Cordieritgestein von M. Doja in der Adamellogruppe. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.

Reyer E.: Theoretische Geologie. Stuttgart 1888.

— Reiseskizzen über das Smrekouzgebirge. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1878.

Riecke E.: Ueber das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformirten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachr. v. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, math.-physik. Cl. 1894, Nr. 4.

Romberg J.: Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VIII. 1892.

Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie etc. 2. u. 3. Aufl. (1. u. 2. Bd.)

Rosthorn F. v. und Canaval J. L.: Uebersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens und der geologischen Verhältnisse ihres Vorkommens. Jahrb. d. naturhist. Mus. in Kärnten, II. Jahrg. 1853.

Salomon W.: Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Mte. Adamello. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.

— Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VII.

Schuster M.: Ueber die optische Orientirung der Plagioklase. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. Wien 1881.

Sederholm J.: Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.

Stache G.: Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val buona Giudicaria und Val Camonica. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879.

Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. kA. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

Teller F.: Geologische Karte der Ostkarawanken und Steineralpen. 1 : 75.000. Herausgegeben v. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1895. Erläuterungen dazu: Wien 1896.

Tschermak G.: Die Feldspathgruppe. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Cl., L. Bd. Wien 1864.

Zepharovich V. v.: Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich. I. u. II. Bd. Wien 1859 und 1873.

Zirkel F.: Lehrbuch der Petrographie. II. Aufl., I. Bd.

Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten.

Von **Georg Geyer.**

Mit 8 Profilen im Text.

Vorliegende Darstellung der stratigraphischen, sowie der tektonischen Verhältnisse jenes zwischen den beiden Flüssen Drau und Gail aufragenden Theiles der Karnischen Alpen, welchen man als Gailthaler Alpen bezeichnet, ist das Ergebniss geologischer Detailstudien, die von dem Verfasser bei der Aufnahme des Blattes Oberdrauburg und Mauthen (19. VIII), insbesondere während der Jahre 1895 und 1896, durchgeführt wurden. Das hier behandelte Gebiet bildet einen mittleren Abschnitt des gesammten, in einer Länge von fast 100 Kilometern von Sillian im Pusterthal ostwärts bis Villach streichenden Zuges und umfasst die östlichen Ausläufer der Lienzer Kreuzkofelgruppe, das Gebiet des Gailbergsattels, die Jauken- und Reisskofelgruppe, den Hochtrattenzug zwischen dem Weissen See und dem Drauthale, die Höhen im Süden des Weissen Sees, durch welche die Verbindung der Reisskofelgruppe mit dem Spitzegelkamm bei Hermagor hergestellt wird, sowie endlich den aus krystallinischen Schiefern bestehenden niederen Rücken zwischen dem Gailthale und Gitschthale. Die Bedeutung dieses Zuges für den geologischen Aufbau der südlichen Kalkalpen lehrt uns jede Uebersichtskarte. Man entnimmt daraus, dass unser Gebirge einem langen Streifen triadischer Bildungen entspricht, welcher südlich der Tauernkette dem weiterhin von palaeozoischen Schichten überdeckten, altkrystallinischen Schieferterrain unmittelbar aufgelagert ist. Die Trias der Gailthaler Alpen lagert somit transgressiv in dem Winkel zwischen dem Schichtkopf des Palaeozoicums und der ihrer palaeozoischen Decke bereits entkleideten altkrystallinen Grundfläche, unmittelbar beginnend mit Conglomeraten aus Geröllen des localen Untergrundes.

Noch weiter im Süden, hier jedoch über dem Palaeozoicum, folgt eine zweite Triaszone als unmittelbare Fortsetzung der flachen Triastafeln von Südtirol und Venezien. Es ist nun eine merkwürdige, schon seit Langem bekannte Erscheinung, dass diese benachbarte südliche Triaszone in ihrer Gesteinsausbildung und Fossilführung

erheblich von der Region der Gailthaler Trias abweicht, und dass letztere eine auffallende Analogie mit der nordalpinen Entwicklung zur Schau trägt, als ob hier getrennte Bildungsräume vorliegen und die Gailthaler Gebirge ein Stück Nordalpen darstellen würden.

Als älteste Nachrichten über die geologischen Verhältnisse unseres Gebirges dürften einzelne Bemerkungen in Hacquet's „Mineralogisch-botanische Lustreise“ [1]) aufzufassen sein. Leopold v. Buch [2]) hat am Anfang unseres Jahrhunderts zwei Durchschnitte begangen und bereits ein Kärtchen des Gebietes entworfen, aus dem die Verbreitung des Buntsandsteines, Flötzkalkes (Muschelkalkes) und Dolomites über den krystallinischen Schiefern, sowie das Auftreten von Quarzporphyr nördlich von Maria-Luggau zu entnehmen ist. Einen wesentlichen Fortschritt bedeutet die kleine Arbeit von Dr. H. Emmrich [3]) über das Lienzer Gebirge, da in derselben schon eine Gliederung der Triaskalke und Dolomite angedeutet und das Vorkommen von Rhät und Lias betont wird. Emmrich unterscheidet bereits folgende Glieder: 1. Rother Sandstein und Conglomerat, 2. unterer bituminöser Dolomit (Gutensteiner Kalk?), 3. Zwischenschichte mit *Cidaris dorsata* und *Ostrea intusstriata* (St. Cassian?) [4]), 4. Hauptdolomit, 5. Gervillienschichten, Schichten von Kössen, 6. liasische Ammonitenkalke.

Ungefähr derselben stratigraphischen Reihenfolge begegnen wir in D. Stur's [5]) Darstellung des Lienzer Gebirges. Diese Arbeit repräsentirt den officiellen Bericht über die erste Aufnahme der Gegend von Seite unserer Anstalt. Stur fasst die Grödener Conglomerate und Sandsteine mit dem Werfener Schiefer unter der Bezeichnung bunter Sandstein zusammen. Als Gutensteiner Schichten, schwarzer Kalk, Muschelkalk werden ausser den thatsächlich jenem Niveau angehörigen Kalken der Mussen mit *Rhynchonella decurtata*, auch die schwarzen bituminösen Rhätkalke des Gailberges etc., aus denen u. A. unbestimmbare Fischreste citirt werden, namhaft gemacht. Die höheren Kalk- und Dolomitmassen rechnet der Autor zum Halobien- oder Hallstätter Dolomit mit Lagen eines mürben, grauen Sandsteines [6]) und zum Dachsteinkalk und dessen geschichteten Dolomit. Die schwarzen bituminösen Schiefer von Mittenwald und Lavant gehören zu den Kössener

---

[1]) Hacquet's Mineralogisch-botanische Lustreise vom Berg Terglou in Krain zu dem Berge Glockner in Tirol im Jahre 1779 und 1781. Wien 1784, pag. 94.

[2]) L. v. Buch: Ueber die Karnischen Alpen. v. Leonhard's mineralogisches Taschenbuch für das Jahr 1824. Frankfurt a. M., pag. 396—437 mit Tafel. Ebenso in L. v. Buch's Gesammelte Schriften. Berlin 1877, pag. 166, Taf. IV.

[3]) H. Emmrich: Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. Jahrbuch d. geol. R.-A., VI. Bd., Wien 1855, pag. 444.

[4]) Es sind dies Carditaschichten.

[5]) D. Stur: Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venezianischen Gebiete. Jahrbuch d. geol. R.-A., VII, Wien 1856, pag. 414.

[6]) Der richtige Vergleich mit den *Halobia rugosa* führenden Sandsteinen am Fusse des Grossen Tragl im Todten Gebirge zeigt, dass Stur das Auftreten der Carditaschichten erkannte.

Schichten, deren fossilführenden Ablagerungen am Riebenkofel bereits angeführt werden. Endlich hebt Stur noch das Auftreten der Adnether Schichten bei Lienz und südlich vom Riebenkofel im Lessachthal hervor.

Die eben genannte Arbeit diente wohl den einschlägigen Bemerkungen über das Jaukengebirge, welche sich in F. v. Hauer's Studie: „Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino“ [1]) vorfinden, zur Stütze, gleichwie Stur selbst später [2]) die Gelegenheit wahrnahm, auf seine erste Darstellung zurückzugreifen und die an nordalpine Verhältnisse erinnernde Entwicklung des Gebirges zwischen Villach und Lienz hervorzuheben.

Unter den einer späteren Zeit angehörigen Arbeiten ist zunächst auf zwei Mittheilungen von E. v. Mojsisovics [3]) hinzuweisen, worin namentlich die tektonischen Verhältnisse behandelt werden, während die stratigraphische Gliederung auf einer im Manuscript vorliegenden, kartographischen Aufnahme des Lienzer Gebirges in mit meinen Beobachtungen übereinstimmender Weise zum Ausdruck gebracht wird. Auch in der Darstellung des tirolisch-venezianischen Hochgebirgs [4]) nimmt jener Autor wiederholt Bezug auf unser Gebiet und zwar hinsichtlich des Auftretens nordalpin entwickelter Carditaschichten und Kössener Schichten.

Später besprach Professor E. Suess [5]) in dem die Störungen der Südalpen behandelnden Capitel des „Antlitz der Erde“ das Gailthalergebirge und entwarf ein anschauliches Bild des von ihm begangenen Profiles zwischen Lind im Drauthale, dem Weissen See und St. Lorenzen im Gitschthal, wo die constant südwärts geneigten Triasbildungen am „Gitschbruch“ plötzlich vor den krystallinischen Schiefern bei Hermagor abschneiden. Dieses Profil ist in F. Frech's „Karnische Alpen“ (zu p. 150) abgedruckt und an der Hand einer Profiltafel noch eingehender erörtert. Wie sich aus der Detailbeschreibung jenes Abschnittes ergibt, konnte auf Grund weiterer Begehungen zum Theil eine genauere Präcisirung einzelner schiefrig-mergeliger Horizonte erreicht werden.

Hinsichtlich der stratigraphischen Gliederung der Gailthaler Trias sei hier auf eine kleinere Arbeit von K. A. Penecke [6]) hingewiesen, obschon dieselbe ein ausserhalb unseres Gebietes liegendes Terrain bei Feistritz im Drauthal behandelt. Verfasser gelangt zu Resultaten,

---

[1]) Sitzungsberichte der math.-nat. Cl. der kais. Akad. d. Wiss., XXV. Bd., Wien 1857, pag. 318.

[2]) D. Stur: Geologie der Steiermark. Graz 1871, pag. 329. Dortselbst wird das Vorkommen von Sandsteinen mit Halobien (Reingrabener Schiefer) aus dem Radigundgraben bei M. Luggau erwähnt.

[3]) E. v. Mojsisovics: Ueber die tektonischen Verhältnisse des erzführenden Triasgebirges zwischen Drau und Gail (Bleiberg, Kärnten). Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag 351.

E. v. Mojsisovics: Das Gebirge südlich bei Lienz. Ibid. 1873, p. 235.

[4]) E. v. Mojsisovics: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1897, p. 66 u. 77.

[5]) E. Suess: Das Antlitz der Erde. I, 1885, p. 338 und Anmerkung 43 auf p. 358.

[6]) K. A. Penecke: Aus der Trias von Kärnten. Muschelkalkvorkommen bei Feistritz a./D. Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 382.

mit denen meine Untersuchungen völlig harmoniren; insbesondere sei die Constatirung des Werfener Schiefers und die Deutung der schwarzen Kalkschiefer bei der Cementfabrik in Feistritz als Wengener Schiefer hervorgehoben.

In F. Frech's [1]) Karnischen Alpen erfährt der uns interessirende Abschnitt eine nur übersichtliche Behandlung, da der Autor, nach wiederholter eigener Angabe, seine Untersuchungen in diesem Theile der karnischen Alpen nicht mehr zum Abschlusse bringen konnte. Nachdem das Gebiet jedoch trotzdem in die geologisch colorirte Karte einbezogen wurde, dürfen die Ausscheidungen der Letzteren immerhin der Kritik unterworfen werden. In dieser Hinsicht möge hier bemerkt werden, dass Frech's Publication hinsichtlich der Gailthaler Trias der alten Stur'schen Karte gegenüber wenig Neues bringt; es ist ein ähnliches Bild, nur dass die grossen, von Stur zum Muschelkalk gerechneten Flächen als Rhät und Hauptdolomit ausgeschieden erscheinen. Dagegen hat Frech zuerst den ausgezeichneten Faltenbau des Gebirges hervorgehoben und dadurch die älteren Angaben mit Bezug auf die Tektonik corrigirt.

Sehr spärlich sind selbstständige, auf den Bergbau dieses Gebietes Bezug nehmende, literarische Angaben; ausser manchen Hinweisungen in den oben citirten Werken sind hier in erster Linie nur R. Canaval's „Notizen über die Eisenstein-Bergbaue Oberkärntens“ [2]) und die Mittheilungen des Genannten in dem Führer: „Das Gailthal mit dem Gitsch- und Lessachthale“ [3]) zu erwähnen. Kurze Bemerkungen über Erz- oder Mineralvorkommen finden sich da und dort zerstreut, so u. A. in F. v. Rosthorn und J. Canaval's Beiträgen zur Mineralogie und Geologie von Kärnten [4]) u. s. f.

Zum Schlusse möge noch auf die eingehenden, stratigraphischen Erörterungen F. Teller's in dessen Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen) hingewiesen werden, da in denselben für das Karawankengebiet eine ganz analoge Gliederung aufgestellt wurde.

Beschreibender Theil.

I. Die Gruppe des Schatzbühel.

Unter diesem einem central gelegenen Culminationspunkte entlehnten Namen soll hier der auf dem Blatte Oberdrauburg und Mauthen der Specialkarte vertretene, im Osten durch den Sattel des Gailberges (970 *m*) begrenzte, südöstliche Theil der Kreuzkofelgruppe bezeichnet werden.

[1]) F. Frech: Die Karnischen Alpen. Halle 1892—1894, pag. 134—162.

[2]) Zeitschrift „Carinthia“, II., Klagenfurt 1891, Nr. 1.

[3]) Redigirt von H. Moro, Hermagor 1894.

[4]) Jahrb. des Naturhist. Landesmuseums von Kärnten II., Klagenfurt 1853, p. 173, 175.

Gleichwie der Gesammtzug der Gailthaler Alpen stellt auch dieser Abschnitt den Typus eines von West nach Ost orientirten Faltengebirges dar, dessen Mulden und Sättel, zum mindesten in der kahlen Hochregion, schon in dem landschaftlichen Bilde deutlich ausgeprägt erscheinen, da die wiederholte Umkehr aus dem nördlichen in ein südliches Einfallen der zumeist scharf geschichteten, diesem Gebirge seinen Typus verleihenden Hauptdolomitmassen dem Beschauer von entsprechend gelegenen höheren Standorten aus sofort in die Augen fällt [1]).

Ausser diesen Verhältnissen markirt sich jedoch auch noch ein zweiter, mit der geologischen Configuration eng zusammenhängender Grundzug in dem orographischen Bilde. Es ist dies der augenfällige Contrast zwischen dem aus dolomitischen Gesteinen aufgebauten Rückgrat des Gebirges und einer breiten, in gerundeten Kuppen zur Furche des oberen Gailthales niedersinkenden, südlichen Vorlage. Die sanft geneigten Abhänge, mit denen unsere Gruppe vom Ufer der Gail nach Norden ansteigt, entsprechen nämlich einer Zone krystallinischer Schiefer, welche, in breiten Domen culminirend, durch eine weithin sichtbare Sattelreihe von den nördlich vor- und aufgelagerten Triasdolomiten getrennt werden.

Das durch die Art seiner Verwitterung den Aufbau beeinflussende krystallinische Grundgebirge der Schatzbühelgruppe bildet nur einen kurzen Abschnitt in dem grossen krystallinischen Zuge, welcher bei Sillian aus der Phyllitzone des Pusterthales abzweigt und entlang dem Gailthale nach Osten bis zum Dobratsch reicht

Entlang jener langen Strecke trennt derselbe den palaeozoischen Streifen der Karnischen Hauptkette vom Triaszuge der Gailthaler Alpen und bietet in seltener Klarheit das Bild einer alten Transgression. Während nämlich am südlichen Ufer der Gail über den krystallinischen Schiefern eine mehrere Tausend Meter mächtige, palaeozoische Serie folgt, sehen wir dieselben altkrystallinischen Schiefer wenige Kilometer entfernt auf der Nordseite unmittelbar von jenen rothen, permischen Conglomeraten und Sandsteinen bedeckt, welche auch die jüngsten palaeozoischen Glieder der Karnischen Hauptkette überlagern. Wir haben uns sonach vorzustellen, dass das südalpine Palaeozoicum vor Ablagerung des Perm einer tiefgreifenden Denudation unterworfen war, einer Abtragung, die im Norden der Karnischen Hauptkette bis an die krystallinische Basis des Gebirges hinabgriff [2]), und dass erst über dem solcherart entstandenen Relief die groben Strandbildungen der permischen Zeit aufgeschüttet worden sind.

Der Zug krystallinischer Schiefer, in denen das Lessachthal (oberes Gailthal) eingeschnitten ist, löst sich in eine Reihe eng aneinander gepresster Falten auf, in deren Kern als ältestes Schichtglied

1. ein lichter, quarzreicher, plattiger Gneiss zu Tage tritt. Eine derartige Antikline von Gneiss streicht am Nordabhang des

[1]) Vergleiche hier das Bild auf pag. 134 in F. Frech: Die Karnischen Alpen, Halle, 1892 94.

[2]) Nur bei Nötsch, am Fusse des Dobratsch, blieb eine räumlich beschränkte Partie untercarbonischer mariner Schichten erhalten, auf welchen wieder der rothe, permische Sandstein transgredirt.

Lessachthales aus der Gegend des Gemeindeberges bei Liesing, oberhalb Rieben, Kornat und Podlanig bis St. Jacob durch Eine zweite Antikline wölbt sich zwischen Sittmoos und Wetzmann zu Tage, wo die Gneisse durch grosse braune Biotitschuppen charakterisirt werden. Die Glimmer der fast durchwegs ebenflächig-plattigen Gneisse erscheinen in der Regel in Lamellen geordnet, welche dem Querbruche ein gerade oder wellig-zackig gebändertes Aussehen verleihen. Ausser den lamellar plattigen Zweiglimmergneissen, in denen der Biotit eine nur untergeordnete Rolle spielt, treten gegen das Hangende noch grobschuppige, flaserige Muscovitgneisse mit eingestreuten, spärlichen, braunen Biotitkrystallen auf, wie an der Strasse von Wetzmann nach Gentschach.

Die Hauptmasse unter den krystallinischen Schiefern unseres engeren Gebietes wird durch typische

2. Granatenglimmerschiefer gebildet, welche die Südabhänge des Lumkofels und Griffitzbühels zusammensetzen und sich in drei antiklinalen Zungen gegen den oberen Röthengraben, gegen den Einsiedelwald und gegen das Vorhegg bei Kötschach ausspitzen.

3. Am südlichen Ufer der Gail folgt über dem Granatenglimmerschiefer der Quarzphyllit. Derselbe blieb ausserdem noch in zwei Synklinalen zwischen den oben erwähnten Glimmerschiefersätteln am Südabhang der Mussen erhalten und bildet demgemäss zwei nach Westen gegen die Rautalpe und gegen St. Jacob ausspitzende, zungenförmige Ausläufer der zwischen Kötschach und Laas am Ostabhang des Vorheggrückens geschlossenen Phyllitdecke.

Ueber diesem krystallinischen Grundgebirge, und zwar westlich unmittelbar über dem Glimmerschiefer, östlich bei Laas aber erst über dem Quarzphyllit, folgt eine gering mächtige Zone von weissen und rothen, meist nelkenbraun anwitternden Quarzconglomeraten, rothen Sandsteinen und diesen interpolirten blutrothen Schieferthonen. Sie sind zumeist sehr steil aufgerichtet und folgen der oben erwähnten, die Vorberge von dem höheren Gebirgskamm trennenden Sattelreihe, entlang deren sie an tief roth gefärbten Abrutschungen schon von Weitem sichtbar zu werden pflegen. So sehen wir diese Serie vom Steinrastl südlich vom Lumkofel durch die Sättel nördlich vom Grünkofel und Griffitzbühel zur Rautalpe und von hier durch den Sattel hinter dem Vorberg von St. Jacob, durch den hinteren Röthengraben und über den Röthenkreuzsattel in der Richtung nach Ostsüdost weiterstreichen bis in die Ortschaft Laas, woselbst sich an der neuen Fahrstrasse ein lehrreicher Aufschluss befindet. Oberhalb eines jene Ortschaft überhöhenden, aus gekritzten Glacialgeschieben bestehenden Hügels schneidet die neue Strasse direct die Grenzregion zwischen dem Quarzphyllit und dem Grödener Sandstein. Man sieht hier über dem steil nördlich einfallenden grauen Quarzphyllit zunächst ein grau gefärbtes, aus Phyllitgeröllen bestehendes Conglomerat, das nach oben allmälig in reines Quarzconglomerat übergeht. Ich glaube daraus schliessen zu dürfen, dass die so überaus häufigen Quarzlinsen der Phyllite das Material für die Quarzconglomerate dieser Gegend abgegeben haben. Nach oben tritt die rothe Färbung immer intensiver hervor, zugleich wird das Korn immer feiner und so bildet sich der

Uebergang zu den rothen Sandsteinen und Schieferthonen heraus, welche die höheren Lagen unseres Niveaus einzunehmen pflegen. Nicht überall jedoch ist ein so typisches Grundconglomerat aus Geröllen des basalen Reliefs nachzuweisen, namentlich im Westen in der Gegend des Lumkofels und Griffitzbühels, wo die rothen Conglomerat- und Sandsteinplatten zumeist senkrecht aufgerichtet sind, fehlen solche Bildungen und es nimmt die weithin schnurgerade verlaufende Grenzlinie den Charakter einer Störungslinie an.

Die Annahme einer einzigen, einheitlich fortlaufenden Verwerfung würde eine unrichtige Vorstellung der tektonischen Verhältnisse dieser Gegend wachrufen. Man hat es vielmehr mit einem ganzen System von gleichsinnig orientirten Längsbrüchen zu thun, welche das in derselben Richtung gefaltete, krystallinische und triadische Gebirge zertheilen. Es wird sonach die ursprüngliche Anlage der Gailfurche nicht allein auf einen ganzen Complex von Störungslinien, sondern auch auf die Faltung im Allgemeinen und auf die Existenz einer minder widerstandsfähigen Gesteinszone — die Quarzphyllite — zurückgeführt werden müssen. Die Bezeichnung „Gailbruch“ im Sinne von F. Frech aber mag als Collectivbegriff für die Summe der tektonischen Erscheinungen beibehalten bleiben, wenngleich sich das an derselben thatsächlich zu Beobachtende in manchen Profilen lediglich in einer senkrechten Aufrichtung der Schichten manifestirt.

Für die Altersdeutung unserer rothen Conglomerate und Sandsteine waren nicht allein deren petrographische Merkmale massgebend, sondern vor Allem die Einschaltung von typischem Quarzporphyr, welcher in beiden Fortsetzungen des Zuges, westlich bei Luggau und weiter östlich am Faden NO Kötschach, in engster Verknüpfung mit den rothen Sandsteinen auftreten.

Die gesammte Gebirgsmasse nördlich jener vom Abhang des Lumkofels bis Laas hinziehenden, dem Grödener Sandstein entsprechenden Sattel- und Depressionslinie besteht aus triadischen Schichten. Aus den feinkörnigen Hangendgesteinen des Grödener Niveaus entwickelt sich längs der ganzen Strecke eine oft nur wenige Meter mächtige Lage dünnplattiger, sandiger Schiefer von grauer bräunlicher oder grünlicher Farbe, deren Schichtflächen von überaus feinen Glimmerblättchen bedeckt werden und in Folge dessen den für die meisten Gesteine dieser Etage bezeichnenden Seidenschimmer aufweisen. Oberhalb Laas, am Fusse des Pittersberges, zeigen die braunen, sandigen Schiefer nicht selten Auswitterungen der Steinkerne von Myaciten, auf Grund deren die Deutung dieser Gebilde als eine sichergestellte betrachtet werden darf. Die geringe Mächtigkeit der Werfener Schiefer und deren enger Verband mit dem Grödener Sandstein bilden innerhalb der ganzen Gailthaler Alpen eine allgemeine Erscheinung.

Das über dem Werfener Schiefer zunächst folgende, hier als Muschelkalk bezeichnete Schichtglied, zeigt seiner Unterlage gegenüber einen markanten Facieswechsel, indem uns hier fast ausschliesslich kalkige und dolomitische Bildungen entgegentreten.

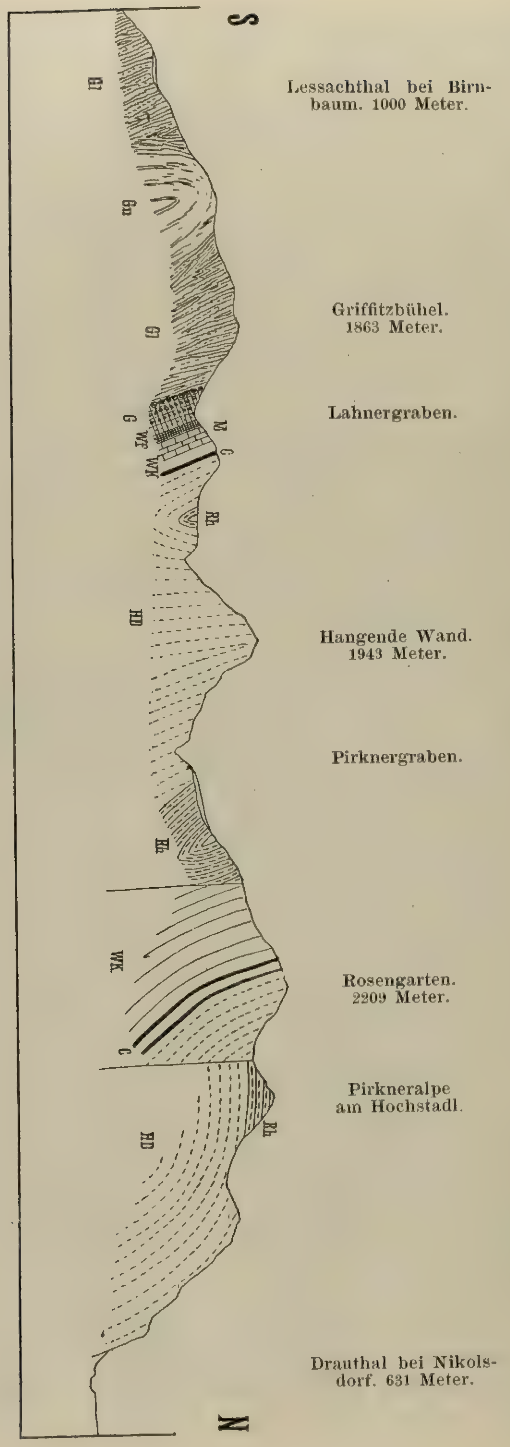


Fig. 1.

Gn. = Gneiss.
Gl. = Glimmerschiefer.
G. = Grödener Sandstein.
Wf. = Werfener Schichten.
M. = Muschelkalk.
Wk. = Wettersteinkalk.
C. = Carditaschichten.
HD. = Hauptdolomit.
Rh. = Rhät.

Um ein ziemlich vollständiges Profil kennen zu lernen (vgl. Fig. 1 und 2), schlagen wir den Weg von Kornat durch den das Gebirge quer auf sein Streichen durchschneidenden Podlaniggraben ein, verqueren zunächst den breiten Zug von Gneiss und Granatenglimmerschiefer, treffen bei der Rautalpe erst die grauen, dann die rothen Conglomerate und Sandsteine des Grödener Niveaus, passiren eine schmale Lage von Werfener Schiefer und stossen nördlich oberhalb der Alpenhütten auf den Kalk. Es sind graue, etwas mergelige, daher lichter anwitternde, wulstige Kalke, im Querschnitt mit grünlichen und braunen, einzelne Kalklinsen umhüllenden Schlieren und Flasern durchwoben. Sie führen stellenweise rothes, sandiges Material eingeschlossen, stellenweise sind Lagen eines gelbgrauen, sandigen, sehr glimmerreichen Kalks mit ausgewitterten Stielgliedern von *Encrinus* und *Pentacrinus* vorhanden, stellenweise treten dicke Netzkalkbänke auf. Hier fand ich am Steige nordwestlich oberhalb der Rautalpe grosse Exemplare von *Spirigera trigonella Schlot. sp.* Im Hangenden dieser Zone dunkler gefärbter, etwas thoniger Kalke folgt längs des zur Mukulinalpe führenden Steiges grauer Plattenkalk mit weissen Adern und sodann, saiger stehend, ein lichter zerfallender Dolomit, welcher dem Wettersteinkalk-Niveau entsprechen dürfte, seiner geringen Mächtigkeit wegen jedoch auf der Karte nicht speciell ausgeschieden wurde. Auf diesem Dolomit liegen nun in geringer Mächtigkeit schwarze Thonschiefer und graue, quarzige Plattensandsteine in Verbindung mit Rauchwacken und gelben Kalkoolithen, die Carditaschichten, über welchen der Hauptdolomit folgt. In den Gräben unterhalb der Mukulinalpe gelangt man endlich — es herrscht steiles, nördliches Einfallen oder eine saigere Stellung — an schwarze, griffelförmig zerfallende Schieferthone, mit gelben Bänken von mergeligem Knauerkalk, Gesteine die uns sofort an die bei Oberdrauburg an der Gailbergstrasse entblössten erinnern. Bei der Mukulinalpe und weiter aufwärts stehen überall graue, mergelige, dünnplattige Kalke in saigerer Stellung an, man bemerkt an vielen Stellen unbestimmbare Bivalvendurchschnitte in den gelblich anwitternden Mergelkalken. Nordöstlich, oberhalb der Alpenhütte fand ich hier *Avicula contorta Portl.*; wir befinden uns daher bereits in den Kössener Schichten. Steigt man noch höher gegen den Sattel im Westen des Schatzbühel, so stellt sich bereits südliches Einfallen ein und bald ist wieder der hier dünnbankige bituminöse Hauptdolomit erreicht.

Wir haben sonach eine wohl erhaltene Synklinale verquert.

Der Scheitel des Schatzbühel entspricht einer Antiklinale von Hauptdolomit, denn auf dem Nordabhang gegen die Postalpe herrscht wieder nördliches Einfallen und wir gelangen aus dem Dolomit alsbald in schwarze Kalkschiefer und dünnplattige blaue Kalke, sowie auf schwarze, griffelförmig zerfallende, gelbe Kalkbänke einschliessende Schieferthone, welche den zum Kolbnerspitz vorspringenden Rücken verqueren.

Dabei nehmen die dünnplattigen, bituminösen schwarzen Kalke sowohl die dem Schatzbühel benachbarte Liegendzone, als die über den Kolbnerspitz streichende Hangendlage ein, während dazwischen im Sattel der Postalpe die schwarzen Schieferthone mit gelben Kalk-

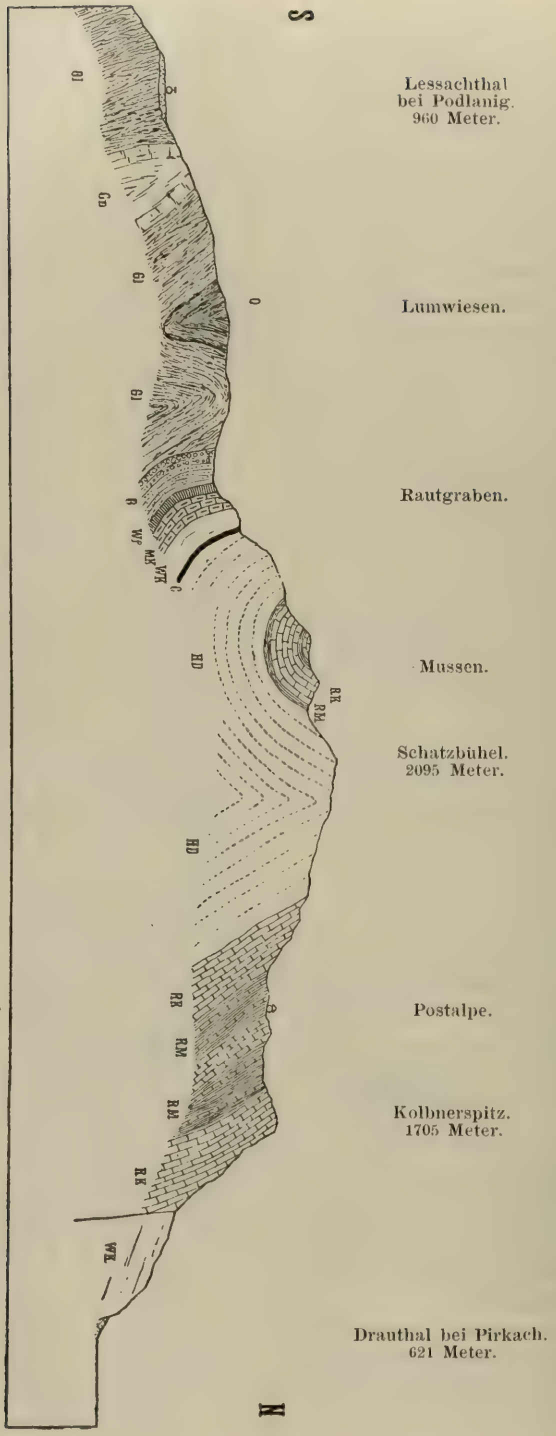


Fig. 2.

Gn. = Gneiss.	MK. = Muschelkalk.
Gl. = Glimmerschiefer.	WK. = Wettersteinkalk.
Q. = Quarzphyllit.	C. = Carditaschichten.
G. = Grödeuer Sandstein.	HD. = Hauptdolomit.
Wf. = Werfener Schichten.	RM. = Rhätmergel.

RK. = Rhätkalk.

lagen vorherrschen, so dass man geneigt ist, auch diesen weitaus mächtigeren Zug von Kössener Schichten als eine Synklinale anzusehen. (Fig. 2.)

In der Gegend der Ruine Flaschberg reichen die dunklen, dünnplattigen, wulstigen Kalke des Kolbnerspitz mit ihren Schieferlagen bis in die Thalsohle der Drau hinab, weiter westlich jedoch, wo der Saumweg in den Pirkachergraben einbiegt, treten abermals schwarze, griffelige Schieferthone auf, während der letzte Absturz gegen die Thalebene bei Pirkach durch weissen Wettersteindolomit gebildet wird. Zwischen den Rhätkalken des Kolbnerspitz und dem bei den Sägen am Ausgange der unwegsamen Pirkacher Schlucht anstehenden Carditaschichten dürfte eine Längsstörung verlaufen, deren westliche Fortsetzung entlang dem Absturze der Kreuzkofelgruppe durch den Pirkachergraben bis in den Wildsendergraben zu verfolgen ist. Entlang dieser Störung ist die südliche, von Rhätgebilden bedeckte Scholle in die Tiefe gesunken, während die nördlich anschliessende, der Kreuzkofelkette entsprechende Scholle am Bruchrande mit dem abermals nach Nord fallenden Wettersteindolomit beginnt, wie aus Fig. 1 ersichtlich ist.

Die eben erörterte, in dem Profil Fig. 2 dargestellte Schichtenreihe setzt sich, der Orientirung unseres Faltengebirges entsprechend, nach Westen und nach Osten fort. So streicht zunächst über dem von der Ladstatt bei Liesing bis Laas hinziehenden Werfener Schiefer auch der Muschelkalk vom Lumkofel bis zur Ruine Pittersberg bei Laas durch. Gut aufgeschlossen und fossilführend ist derselbe in dem Profile durch den Kukuberg, NW Laas aufgeschlossen. Zunächst über dem Werfener Schiefer des Röthenkreuzsattels folgt mit steilem, nördlichem Einfallen ein dünnplattiger, hellgrauer dolomitischer Kalk mit spärlichen Zwischenlagen von sandigen und sehr glimmerreichen, gelbgrauen Mergelkalken und Mergelschiefern, darüber liegen dunkelgraue, wulstige Netzkalke mit gelben oder rothen Flasern und ähnlichen gelbgrauen, glimmerreichen Lagen, worin südlich unter dem Gipfel des Kukuberges das Vorkommen von *Terebratula vulgaris Schloth.* nachgewiesen wurde.

Aus demselben Niveau dürften die von Stur erwähnten (Jahrbuch, geol. R.-A., VII., 1856, pag. 417) Fossilien der Mussenalpe stammen. Stur führt hier ausser *Encrinus liliiformis* und Fischresten auch *Rhynchonella decurtata Mstr.* an. Auf dem Muschelkalk des Kukuberges lagert ein heller, wohlgebankter Plattenkalk, der wahrscheinlich die Stelle des weissen Dolomits der Rautalpe vertritt und dem Wetterstein-Niveau beigerechnet werden darf, denn es folgt unmittelbar darüber der schwarze Thonschiefer der Carditaschichten, welcher sich von der Rautalpe nach Westen auf den Rücken des Lumkofels und nach Osten über die Alpenwiesen der Mussen [1]), sowie die Nordschulter des Kuku gegen den schuttbedeckten Gailbergsattel hinab fortsetzt.

---

[1]) Einzelne verbrochene Stollenmündungen und pingenartige Vertiefungen auf dem Plateau der Mussen deuten darauf hin, dass auch hier der Zug der Carditaschichten für die Erzführung der Kalke und Dolomite massgebend ist.

Die Kössener Schichten der Mukulinalpe setzen nach Osten über den Sattel zwischen Schatzbühel und Mussen fort und reichen bis in den Silbergraben hinab. Ihre steilgestellten Schichten und die vielfach zerborstenen, in einzelne Thürme aufgelösten Hauptdolomite auf der Ostseite jenes Sattels verleihen der Gegend einen wüsten Charakter. Die vielen Entblössungen haben wohl in alter Zeit, wie die Namen Silbergraben und Goldlucken andeuten, zu Schürfungen auf Edelmetall Anlass gegeben.

Nach Westen hin streicht die rhätische Synklinale der Rautalpe über einen östlichen Vorberg des Lumkofels (Fig. 1) gegen das ausgedehnte, einem flachen Sattel zwischen dem Liesing-, Pirkner- und Schartengraben entsprechende Weidegebiet zwischen dem Lumkofel und dem Riebenkopf weiter. Nachdem sich hier zu der einfachen Mulde noch einzelne Sättel gesellen (Riebenkofel), erreicht das Rhät eine grössere Ausdehnung. Zugleich treffen wir da auch die fossilreichsten Stellen. In grosser Mächtigkeit stehen dünnbankige, dunkle, bituminöse Kalke und Dolomite an, welche bankweise oder in grösseren Abständen Einlagerungen von schwarzen, griffelförmig zerfallenden Schieferthonen enthalten. Offenbar sind es diese Zwischenlagen, sowie die sie stets begleitenden, matt gelbgrau anwitternden Mergelkalke, welche den üppigen Graswuchs der „Tscheltscher Alpeln" bedingen.

Ein seit Langem bekannter Fundpunkt rhätischer Fossilien ist die Süd- und Ostabdachung des in einer Antikline aufgewölbten Riebenkofels bei Liesing. Die Mergelkalke, welche hier von einer mächtigen Korallenbank unterbrochen werden, stecken voll von *Terebratula gregaria Suess.* Der Umstand, dass man die aus dem Gestein massenhaft herausfallenden „Muscheln" zu Hunderten vom Boden auflesen kann, ist unter der ganzen Bevölkerung dieser Gegend bekannt. Auf der Ostabdachung des Berges und im oberen Theile des Liesingergrabens (Südost unter dem Riebenkofel) beobachtet man in den blaugrauen Kalken überall Auswitterungen von Korallen. In den gelben, mergeligen Kalken wurden hier nachfolgende Arten gefunden:

Gervillia inflata Schafh.
Cardita austriaca v. Hau.
Plicatula intusstriata Em.
Pecten cf. acuteauritus Schafh.
Ostrea Haidingeriana Em.
Avicula contorta Portl.

Wie es scheint, wird das Liegende des steil gefalteten, im Süden zunächst eine Synklinale, dann weiter nördlich (Riebenkofel) eine Antiklinale bildenden Rhätcomplexes durch dünnschichtige, bituminöse, dunkle Kalke und die schwarzen bröckeligen Schieferthone mit gelben Kalklinsen gebildet. Im Hangenden folgt ein lebhafter Wechsel von Kalk- und Dolomitbänken mit Schieferthonen und Mergelschiefern.

In ähnlicher Ausbildung, aber grösserer Mächtigkeit tritt im Norden der Schatzbühel-Antikline eine zweite, vom Jagdhause im Pirknergraben über die Postalpe bis über die Gailbergstrasse reichende Zone rhätischer Gesteine auf. Auch hier besteht die Serie aus einer

Wechsellagerung von dunklen, bituminösen Plattenkalken und -Dolomiten mit jenen schwarzen, in kleine Griffel zerfallenden, thonigen Schiefern, welche grell ockergelb anwitternde Mergellinsen einzuschliessen pflegen. Im Pirknergraben (etwa bei *k* des Wortes „Pirkner“ der Specialkarte) trifft man ausser Korallenkalken einen bräunlichen, glimmerreichen Mergelschiefer, dessen Schichtflächen von den Schalen einer als *Cyrena rhaetica Lepsius* bestimmten Bivalve bedeckt werden. Diese Muschel bildet hier auch wahre Lumachellen, wobei die Schalen mitunter von weissen Häutchen überzogen erscheinen.

In den jene Mergelschiefer nördlich begleitenden Kalken fand Herr A. v. Krafft (auf dem zur Schartenalpe führenden Saumwege in einem vom Kolbnerspitz herabziehenden Graben) grosse Exemplare von *Rhynchonellina Geyeri Bittn.* Dieselbe Art fand ich auf der gegenüberliegenden Pirkacheralpe am Hochstadl (siehe pag. 311) ganze Felsblöcke erfüllend. (Vergleiche die Beschreibung dieser neuen Art in dem nachstehenden Aufsatz.)

Die Rhätserie streicht quer über den vom Schatzbühel nördlich gegen das Drauthal zum Kolbnerspitz vorspringenden Rücken der Postalpe hinweg und ist daselbst vortrefflich aufgeschlossen (Fig. 2). Zunächst folgen auf dem nach Norden einfallenden, hier meist dünner geschichteten, dunkelgrauen und bituminösen Hauptdolomit blaugraue Plattenkalke und schwarze, dünnschichtige Stinkkalke, bei den verschiedenen Hütten der Postalpe mit wiederholten Einlagerungen schwarzer, griffelförmig zerfallender Schieferthone, in denen ockergelbe Mergellinsen stecken. In dieser hauptsächlich schiefrig-mergeligen Partie ist ein dolomitischer Kalkzug eingeschaltet. Scheinbar im Hangenden treten auf dem Kolbnerspitz und dessen nördlicher Abdachung wieder dunkle, bituminöse, dünnplattige Kalke mit schlecht erhaltenen Bivalvenresten auf. An dem von der Postalpe gegen Flaschberg hinabführenden Wege findet sich knapp oberhalb der Waldgrenze in gelbgrauen Mergelkalken eine fossilführende Stelle. Die Gesteine sind ganz erfüllt von Bivalvenresten, welche in ihren Durchschnitten auf der angewitterten Oberfläche zwar deutlich hervortreten, aber nur schwer herauszupräpariren sind. Es scheinen verschiedene Gattungen, wie *Modiola, Nucula, Anomia* etc. vertreten zu sein.

Vom Riegel der Postalpe streicht die Rhätserie am Nordgehänge der Gailbergalpe gegen den Gailbergsattel hin und wird hier durch die vielen Entblössungen längs der neuen Gailbergstrasse vortrefflich aufgeschlossen. (Fig. 3.) Die untersten Serpentinen auf der Drauthaler Seite bewegen sich auf einem nahezu mit den Schichtflächen zusammenfallenden Abhang, so dass man eine übertriebene Vorstellung der Mächtigkeit der hier scheinbar in grossen Massen anstehenden schwarzen, bröckeligen Schieferthone und Plattenkalke gewinnt. Einen richtigeren Einblick erhält man in der Tiefe des Gailberggrabens, wo bei den Sägen die schwarzen Schieferthone mit den ockergelben Kalklinsen und den nördlich auflagernden blaugrauen Plattenkalken gut entblösst sind. Dort, wo der Strassenzug den Drauthaler Abhang verlässt und auf das Ostgehänge des Gailberggrabens einbiegt, liegen unter den schwarzen Schiefern wieder dunkel gefärbte, bituminöse Stinkkalke und plattige Dolomite. Oberhalb der Brücke streicht über den Rowisgraben

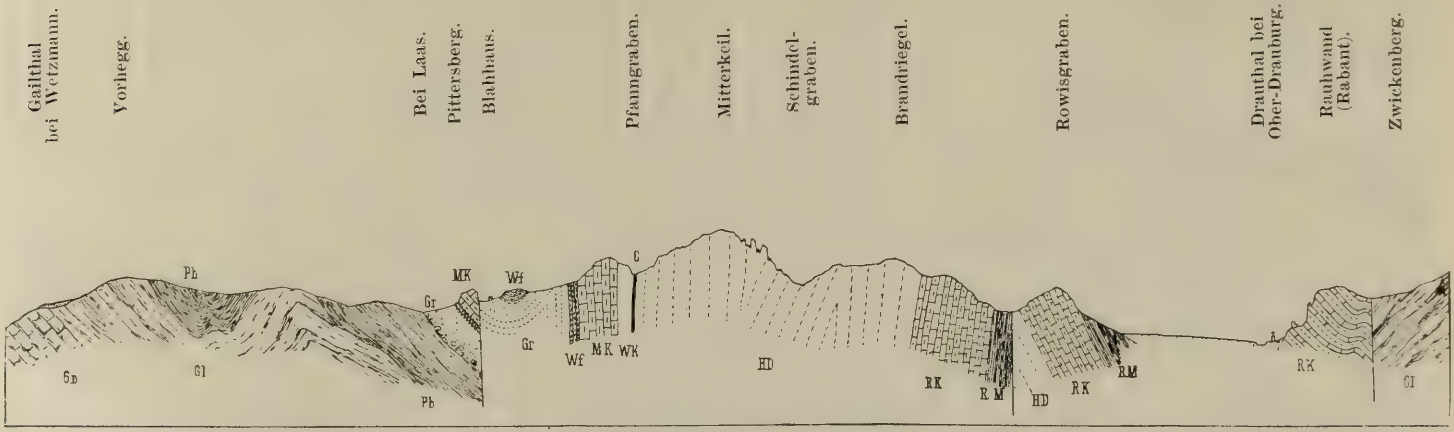


Fig. 3. Durchschnitt aus dem Gail- ins Drauthal östlich vom Gailbergsattel.

Gn. = Gneiss.
Gl. = Glimmerschiefer.
Ph. = Phyllit.
Gr. = Grödener Sandstein.
Wf. = Werfener Schiefer.

Mk. = Muschelkalk.
Wk. = Wettersteinkalk.
C. = Carditaschichten.
HD. = Hauptdolomit.
RK. = Rhätkalke.

RM. = Rhätmergel.

ein schmaler Aufbruch von Hauptdolomit durch, welcher sich jenseits über die Bauernhöfe auf den Lum (1241 *m*) fortsetzt, dann kommen abermals schwarze Schiefer und Mergel über die letzte Serpentine herab und unter ihnen wieder eine steil aufgerichtete, schliesslich sogar überkippte Serie schwarzer, bituminöser Plattenkalke und Plattendolomite, bis man nahe unter der Passhöhe auf den weissen, zu beiden Seiten des Sattels in grotesken Formen abgewitterten Hauptdolomit stösst. Es ist sonach dieselbe Reihenfolge wie auf dem Riegel der Postalpe. Stur, welcher den dunklen Schiefer- und Kalkcomplex am Nordabhang des Gailberges als den Gutensteiner Schichten angehörig betrachtete, führt vom Gailbergsattel und der Mussen aus dem bituminösen Gestein unbestimmbare Fischreste an. Vielleicht stammen dieselben aus den liegenden, unmittelbar über (nördlich) dem weissen Hauptdolomit folgenden plattigen Stinkdolomiten, die dann etwa als Aequivalent des Fischreste führenden Seefelder Dolomites der Tiroler Nordalpen angesehen werden könnten. Sonst ist die Region des Gailberges ausserordentlich arm an organischen Einschlüssen.

Es dürfte sich empfehlen an dieser Stelle einige Bemerkungen über den Bau des höchsten, südlich von Lienz in schroffen Spitzen aufragenden Theiles der Kreuzkofelgruppe anzufügen, da die „Lienzer Dolomiten“ oder „Unholde“ im Pirknergraben unmittelbar an die eben besprochene nördliche Synklinale von Kössener Schichten anschliessen. Hiebei sei auf das Profil Fig. 1 hingewiesen.

Dieses Gebirge besteht im Wesentlichen aus dem westöstlich streichenden Hauptkamme und der gegen das Drauthal bei Lienz nördlich vorgeschobenen Masse des Rauchkofels, welche von dem Hauptkamme durch eine bewaldete, aus weicheren Gesteinen zusammengesetzte Depression getrennt wird. Wir haben auch hier wieder eine Synklinale von Hauptdolomit, deren Kern in der erwähnten Depression durch rhätische und liasische Gesteine gebildet wird, während die beiden Flügel nach Süden zum Hauptkamme, nach Norden aber im Rauchkofel aufgebogen sind.

Einen der besten Aufschlüsse für den östlichen Theil gewährt das Querprofil über den Hochstadel. Vom Jagdhause im Pirknergraben in nördlicher Richtung (siehe Fig. 1) gegen den Rosengarten ansteigend, passirt man zunächst das Ostende der die Postalpe verquerenden Mulde von Kössener Schichten und gelangt sodann, etwa nächst der Baumgrenze, auf wohlgeschichteten weissen Dolomit, dessen plattige Bänke steil nach Norden einschiessen. Ueber diesem Dolomit folgen dunkle, sandig-schiefrige Gesteine, welche sich, durch gering mächtige Dolomitplatten getrennt, mehrmals wiederholen. Der unter dem Rosengarten in gleicher Höhe gegen die Pirkacheralpe ziehende Steig verquert jene auffallenden Einlagerungen in mehreren, denselben entsprechenden Gräben. In dem ersten Graben südlich der Pirkacheralpe und des Hochstadl-Hauses beobachtete ich zunächst über dem Liegenddolomit schwarze Schiefer mit gelben Kalklinsen, dann plattigen, gebänderten Quarzsandstein mit zahlreichen aber undeutlichen Pflanzenresten, darüber endlich gelb verwitternde oolithische Plattenkalke mit ausgewitterten Crinoidenstielen und Cidaritenstacheln,

das Ganze steil nach Norden einfallend unter den Hauptdolomit des Hochstadl. Ganz ähnliche, abermals nur 10—15 *m* mächtige Einlagerungen wiederholen sich weiter südlich, also im Liegenden noch zweimal und zwischen den einzelnen schiefrig-sandigen Bändern erscheint immer eine lichte Dolomitbank. Obschon gerade an dieser Stelle keine bestimmbaren Fossilien aufgefunden werden konnten, genügen die pflanzenführenden Sandsteine immerhin, um hier einen Zug von Carditaschichten zu erkennen. Die schmalen, dunklen, von rostbraun anwitternden Gesteinen begleiteten Züge laufen über den Scheitel des Rosengarten, wo seinerzeit Erzschürfe bestanden, nach Westen hinüber auf die sogenannten Hochstadlböden, ziehen über eine Scharte in das oberste Lavanter Kar und sodann über das Lavanter Thörl gegen die Zochenscharte weiter. Auf den Hochstadlböden bestehen die Carditaschichten aus schwarzen, sandig-glimmerigen Schiefern mit kohligen Pflanzenresten und graugrünem Sandstein, in welchem grosse Bivalvensteinkerne stecken. Unter den letzteren scheinen einzelne der Gattung *Trigonodus* anzugehören.

Von der Spitze des Hochstadl aus sieht man deutlich die Linie der dunklen Einlagerungen zwischen dem weissen, dünngeschichteten Wettersteindolomit im Liegenden und dem grauen, grobbankigen Hauptdolomit in der Richtung gegen die Kerschbaumer Alpe ziehen. Nach Osten setzt sich dieser Zug von Carditaschichten auf dem steilen, dem Pirknergraben zugekehrten Abhang bis gegen die Ausmündung der wilden Grabenschlucht fort. Hinter den malerisch gelegenen Sägen von Pirkach findet sich wieder ein trefflicher Aufschluss. Ueber dem im Steinbruch südlich von Pirkach unter 45° nach Norden einfallenden, gegen oben immer dünnplattiger werdenden lichten Dolomit (Fig. 2), lagern am rechten Bachufer unmittelbar oberhalb der Sägen 1. dünnblätterige, glimmerreiche, schwarze Schiefer, 2. fester, grauer, sandig-glimmeriger Schiefer mit rostbraunen Pflanzenabdrücken, 3. hellgrauer, plattiger Bändersandstein, sodann 4. ein grauer, wulstiger Mergelkalk, welcher vom Hauptdolomit bedeckt wird. Man denkt unwillkürlich an die Reihenfolge: Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein, Opponitzer Kalk, zumal die Cidaritenkalke der Pirkacheralpe sehr an die letzterwähnten Gesteine erinnern.

Dieser Zug von Carditaschichten dürfte sich durch die ganze Länge der Kreuzkofelgruppe verfolgen lassen, worauf schon die eingangs berührten Angaben Emmrich's schliessen lassen (Jahrbuch d. geol. R.-A. VI, 1856, pag. 444).

Ueber diesen Carditaschichten folgt gegen Norden in grosser Mächtigkeit der an seiner Basis hie und da massig entwickelte, nach oben hin immer deutlicher geschichtete Hauptdolomit. Derselbe bildet die höchsten Gipfel, den Spitzkofel, Wildensender, die Sandspitze und Lasertswand, die Keilspitze und den Hochstadl. Seine plattigen Bänke fallen sehr steil nach Norden gegen das Drauthal ein, biegen aber am Rauchkofel bei Lienz wieder auf und umschliessen auf diese Art die Rhät-Lias-Mulde zwischen Abfaltersbach und Lavant.

Auch auf der Ostschulter des Hochstadl, bei der Pirkacheralpe, findet sich eine räumlich beschränkte, jedoch wegen des üppigen, auf dem Mergelterrain wuchernden Rasenteppichs in diesen Felswildnissen

schon von Weitem erkennbare Partie rhätischer Gesteine. Bei dem Brunnen nächst der Alpe findet man in den über horizontal gelagertem Hauptdolomit liegenden Mergeln nebst anderen Bivalven auch *Avicula contorta Portl.* Etwas weiter östlich auf einem grünen Boden liegen grosse Blöcke eines grauen Kalksteines, welcher offenbar aus den nahe oberhalb anstehenden kalkigen Zwischenlagen der rhätischen Serie stammt. Diese Blöcke sind geradezu erfüllt mit grossen Brachiopoden, von denen viele die Grösse von Hühner- oder Gänseeiern erreichen. Es ist eine in ihrer äusseren Form der *Rh. Hofmanni Böckh.* gleichende, neue *Rhynchonellina*, deren Beschreibung zu übernehmen Herr Dr. A. Bittner die Freundlichkeit hatte. Indem ich hier auf die in demselben Bande unseres Jahrbuches erscheinende palaeontologische Bearbeitung der so massenhaft auftretenden Form hinweise, möge nochmals bemerkt werden, dass das Vorkommen aller Wahrscheinlichkeit nach rhätischen Alters sein dürfte, zumal die Liasbildungen der Kreuzkofelgruppe bisher nur in der rothen Adnether Facies nachgewiesen werden konnten und mit Rücksicht darauf, dass dieselben Fossilien auch in den grauen rhätischen Plattenkalken des Pirknergrabens (vergl. pag. 307) aufgefunden wurden.

Aus dem Gesagten ist zu ersehen, dass der Hauptkamm der Kreuzkofelgruppe aus einem steil nach Norden einschiessenden System von: Wettersteinkalk — Carditaschichten und Hauptdolomit besteht, welcher längs einer oberhalb des Pirknergrabens verlaufenden Störung an der Rhätmulde der Postalpe abstösst. Denkt man sich nun das ganze Gebirge im Meridian von Lienz durchschnitten, so folgen sich von Süden nach Norden nachstehende tektonische Elemente dieses ausgezeichneten Faltengebirges.

An das krystallinische Grundgebirge im Gailthale (Lessachthale) reihen sich gegen Norden an:

1. Die schmale, halb verbrochene Synklinale bei Ladstatt oberhalb Liesing im Gailthal.
2. Breite Rhätantiklinale des Riebenkofels.
3. Schmale Synklinale zwischen Riebenkofel und Rosenköpfel.
4. Bruchlinie nördlich vom Rosenköpfel, durch welche innerhalb eines Sattels der Aufbruch des liegenden Wettersteinkalkes erfolgt.
5. Die grosse Synklinale: Wildsenderkopf—Rauchkofel, welche die Rhät-Liasschichten von Thal, Weissstein und Lavant als Kern einschliesst.

Der Rauchkofel bildet also den nördlichen Schichtenkopf der ganzen hiesigen Trias. Ob in demselben Carditaschichten und Wettersteinkalk mit enthalten sind, kann nach dem heutigen Stande unserer Kenntniss dieses Gebirges nicht behauptet werden, sicher ist aber, dass die grossen Kalk- und Dolomitmassen südlich von Lienz durch rothe Sandsteine von dem bei Tristach anstehenden krystallinischen Untergrunde getrennt werden.

Die nördliche Grenze der Gailthaler Trias verläuft südlich bei Lienz, durch den rothen Sandstein markirt, über den Fuss der niederen Vorhügel um den Tristacher See. Oestlich davon wird sie zwischen

Bad Jungbrunn und Nicolsdorf von den Drau-Alluvionen überdeckt. Von Nicolsburg aber bis zur Mündung des Doblgrabens ob Simmerlach schneidet diese Grenze den am linken Drauufer ansteigenden Fuss der Kreuzeckgruppe. An der Rauhwand [1]) stösst die stark zerknitterte obere Trias des Wurmitzgrabens unmittelbar an Granatenglimmerschiefer ab. (Fig. 3). Es ist dies der Gitschbruch von E. Suess [2]). Weiter gegen Simmerlach zu scheint die Sprunghöhe wesentlich abzunehmen, denn am Ausgange des Doblgrabens stehen schon rothe Conglomerate und Sandsteine, sowie glimmerreiche Schiefer an, welche als Grödener Sandstein und Werfener Schiefer zu bezeichnen sind.

Die Triaskalkmassen des nördlichen Drauufers treten dann bei Potschling in einer durch Diluvium isolirten Partie auf, bilden aber im Dellacher Kulm (Fig. 5) wieder eine ansehnliche Masse. Auch hier beginnt die Perm - Trias - Serie mit Conglomeraten, bestehend aus Glimmerschiefergeröllen, dann mit grauem und rothem Quarzconglomerat, über welchem erst rothe Sandsteine, dann typische, glimmerreiche Werfener Schiefer folgen. Es kann daher an diesen Stellen kaum mehr von einer Störung die Rede sein. Verfolgt man die Grenze noch weiter östlich, so zeigt sich nun am südlichen Drauufer, bei Steinfeld, abermals eine Discontinuität, indem sich hier der rothe Sandstein erst vom Brettergraben an einzuschalten beginnt, während bei Steinfeld der lichte Wettersteinkalk unmittelbar über dem Glimmerschiefer zu folgen scheint.

Das Gebiet der Schatzbühelgruppe zeigt nur an wenigen Stellen eine Bedeckung mit jüngeren, glacialen oder alluvialen Bildungen. Hieher sind vor Allem jene glacialen Schottermassen zu nennen, welche auf den Terrassen zu beiden Seiten der tief in krystallinische Schiefer eingesägten Gailschlucht des Lessachthales erhalten blieben. Die ausgedehntesten Vorkommen trifft man im Norden der Gail bei Rüben, Matling, Tschiedl, Birnbaum, Podlanig und St. Jacob. Bei Birnbaum lagert auch eine aus dem Wolayerthale stammende, aus Devonkalkgeschieben bestehende Moräne, deren Fragmente mitunter sehr fossilreich sind.

Derselben Kategorie glacialer Flussschotter gehören auch die Ablagerungen von Kreuth auf der Ostabdachung des Vorhegg an.

Während die Gail das Lessachthal in enger, beiderseits durch breite Terrassen flankirter Schlucht passirt, tritt sie bei Kötschach unvermittelt in eine weite Alluvialfläche hinaus.

Bei Wetzmann bricht die Gail aus einer engen Felsschlucht hervor und mündet unmittelbar in dem 2000 *m* breiten Thale zwischen Mauthen und Kötschach. Es ist so, als ob die rückschreitende Erosion gerade bis Wetzmann vorgedrungen wäre, wo die Stirnseiten der beiden Lessachthaler Terrassen, nur von der Gailschlucht gespalten, etwa 150 *m* hoch aufsteigen. Der den Terrassen entsprechende, mit Schotter bedeckte, eigentliche Thalboden des Lessachthales liegt um diesen Betrag höher, in diesem Thalboden hat sich die Gail nur einen Canal eingesägt und das ganze Thal scheint bei Wetzmann thatsächlich

---

[1]) Rabantberg der Specialkarte.

[2]) E. Suess: Das Antlitz der Erde, I, pag. 340.

in seiner ganzen Breite mit einer Stufe von 150 *m* gegen seine tiefere Fortsetzung abzubrechen. Es ist dabei wichtig zu bemerken, dass sich auf beiden Seiten des unteren Gailthales noch schmale Schotterterrassen hinziehen, welche, thalab immer tiefer sinkend, der Fortsetzung des Lessachthales entsprechen.

Zur Erklärung dieses auffallenden Wechsels in der Configuration des Gailthales könnte vielleicht die Beschaffenheit der krystallinischen Gesteine herangezogen werden. Im Lessachthale ist die Depression in den festeren Gneissen und Glimmerschiefern eingeschnitten, welche gegen Osten hin tiefer und tiefer sinken, so dass hier nur mehr die sie bedeckenden, viel weicheren Quarzphyllite anstehen. Es liegt nun die Annahme nahe, dass die Erosion innerhalb der Quarzphyllite unverhältnissmässig rascher und energischer, nunmehr aber — vor dem festen Gneissriegel von Wetzmann angelangt — in einem weit langsameren Tempo vor sich ging und geht.

Prof. Frech (Karnische Alpen, p. 476 etc.) versucht dieselbe Erscheinug durch eine in einem mittleren Abschnitt der Tertiärzeit erfolgte Ablenkung der Drau über den Gailbergsattel in das Gailthal zu erklären und diese Ablenkung auf die ? miocänen Brüche und Einsenkungen des Gailbergsattels zurückzuführen.

An dieser Stelle wäre noch eine räumlich wenig ausgedehnte, glaciale Schottermasse bei dem Jagdhause im hinteren Pirknergraben, die zum Theil recenten Dolomitschotter auf der Höhe des Gailbergpasses, sowie der Schuttkegel von Weidach bei Oberdrauburg als jüngere und jüngste Bildungen zu erwähnen.

II. Die Reisskofelgruppe.

Zwei höhere Gebirgsmassen, im Westen der Jaukenkamm, im Osten das Massiv des Reisskofels setzen diesen zwischen dem Gailbergsattel und dem Kreuzbergpass bei Weissbriach gelegenen Abschnitt der Gailthaler Alpen zusammen. Wohl bildet die Reisskofelgruppe in tektonischer Hinsicht die unmittelbare Fortsetzung des oben besprochenen, vom Gailberg westlich gelegenen Gebirgstheiles, doch treten hier verschiedene Complicationen hinzu, welche den Gebirgsbau verwickelter erscheinen lassen.

Gleichwie im Lessachthale bilden auch in der abwärts folgenden Strecke des Gailthales zwischen Kötschach und Hermagor krystallinische Schiefer das hoch hinauf reichende, südliche Fussgestelle unseres Gebirges. Während wir jedoch dort über dem Sockel von Gneissen, Glimmerschiefern und Quarzphylliten eine einheitliche nördliche Triasvorlage, bestehend aus gefaltetem Hauptdolomit und Rhät beobachten konnten, gesellen sich hier noch andere, das tektonische und landschaftliche Bild beeinflussende Erscheinungen hinzu.

Hieher gehört zunächst das Auftreten einer nach Süden herabgebeugten, durch Längsbrüche in Streifen zerlegten Flexur, vermöge deren der Südabhang des Jauken und des Reisskofels eine mehrfache Wiederholung gleicher Schichtenzonen aufweist.

Hieher gehört ferner auf dem Nordabhang das Auftauchen einer regelmässig gebauten, langgestreckten Antiklinale der unteren Trias, derzufolge der die Kammhöhe einnehmende Hauptdolomit auf der Nordseite in der Tiefe des Drauthales als Gegenflügel wiederkehrt.

Schliesslich kommt noch der Umstand hinzu, dass der krystallinische Sockel sich östlich vom Reisskofel in einen selbstständigen, zwischen Gitsch- und Gailthal ostsüdostwärts streichenden Gebirgsrücken fortsetzt, welcher lediglich aus Phylliten besteht und demzufolge einen stark abweichenden Charakter der Gailthaler Nordlehne bedingt.

Diese drei Momente lassen es passend erscheinen, die Besprechung des Jauken-Reisskofel-Zuges in drei auch mit den orographischen Verhältnissen zusammenfallenden, den Südabhang, den Nordabhang und den Guggenbergkamm behandelnden Abschnitten zu gliedern.

A. Südabhang des Jauken und Reisskofels.

Das Profil von Kötschach nordwärts über den Jukbühel (1891 *m*) erscheint als das geeignetste, um die oben erwähnten, im grossen Ganzen einer südlich geneigten Flexur entsprechenden tektonischen Verhältnisse auf der Sonnseite des Jauken zu illustriren. Etwa auf halber Höhe des Gebirges zieht sich ein relativ breiter, an seinen blutrothen Anbrüchen kenntlicher Streifen von Grödener Sandstein entlang (Fig. 4), innerhalb dessen unter dem Jukbühel durch die Denudation eine Partie des unterlagernden Quarzphyllites blossgelegt wurde. An dieser Stelle beobachtet man den Scheitel einer Antiklinale im Grödener Sandstein, indem derselbe über dem Phyllitaufbruch nach Norden, unterhalb des letzteren aber nach Süden einfällt. Die steil gestellte Antiklinale rother Sandsteine setzt sich westlich bis über die Gailbergstrasse fort, wird an der Strassenkehre oberhalb des Blahhauses (Bleihaus der Specialkarte, Fig. 3) durch eine isolirte Partie von Werfener Schiefer bedeckt und taucht schliesslich am Fusse des Steilhanges, mit dem der Kukuberg niedersetzt, unter den Muschelkalkschichten des Letzteren in die Tiefe.

Dadurch erfolgt nun eine Gabelung der weiter oben im Lessachthale einheitlichen Muschelkalkzone in zwei besondere Züge, welche den rothen Sandstein im Norden wie im Süden überlagern. Der nördliche Zug streicht unter der Schuttbedeckung des Gailbergsattels östlich weiter auf den Jukbühel, der südliche dagegen zieht als schmaler Streifen über den isolirten Pittersberg und die Gehöfte Dobra und Lanz, die Kuppe der Puschkrete und Ruine Goldenstein bis gegen Gurina bei Dellach. Dieser schmale Triasstreifen erscheint auf dem umstehenden Profil (Fig. 4) oberhalb der Bezeichnung Dobra

Gewinnen wir auf diese Art eine einfache Vorstellung des Grundplanes, nach dem die Südseite des Jauken aufgebaut ist, so stellen sich die Verhältnisse, im Detail betrachtet, durch das Hinzutreten von Längsstörungen viel complicirter.

Jener schmale südliche Streifen triadischer Kalke, der sich über das aus Phyllit und Grödener Sandstein bestehende Jaukengehänge

von Laas bis Dellach verfolgen lässt, richtet sich nämlich nicht nur vertical auf, sondern wendet auch noch in eine überkippte Lage (Fig. 5). Da sich ausser dem Muschelkalk auch noch Carditaschichten und Hauptdolomit an seiner Zusammensetzung betheiligen, sind wir im Stande, das Einsetzen longitudinaler Verwürfe nachzuweisen, nachdem in den aufeinander folgenden Profilen, sowohl im Hangenden als auch im Liegenden verschiedene Glieder des Grundgebirges unmittelbar an verschiedenen Niveaus des schmalen Kalkzuges anstossen.

Man hat sich unseren Kalkzug sonach wohl als den letzten, weil bestgeschützten Rest eines südlichen Gegenflügels des Jaukenkammes vorzustellen, der hier am Abhange, zwischen älteren Gesteinen eingeklemmt, fortstreicht. Wo die tektonischen Complicationen ihren höchsten Grad erreichen, wo der Kalkzug in den trefflich aufgeschlossenen Gräben von Höfling, St. Daniel und Dellach (Fig. 5) auf beiden Seiten unmittelbar vom Quarzphyllit eingeschlossen wird, hat man direct die Erscheinung einer Grabenversenkung vor sich.

Im Interesse einer übersichtlicheren Darstellungsweise empfiehlt sich auch hier bei der Besprechung die Einhaltung der stratigraphischen Reihenfolge.

1. Die krystallinische Basis setzt sich wieder aus Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllit zusammen. Plattig-schiefrige Flaser- und Knotengneisse, mit Muscovit als herrschendem Glimmer, treten als Antiklinale am Fusse des Gebirges nördlich von Dellach zu Tage. (Fig. 5.) Nordöstlich von Dellach wird in einem Steinbruche ein quarzreicher Augengneiss gewonnen, dessen grosse Quarzfeldspathkörner durch einen grünlichen Glimmerfilz verbunden werden. Granatenglimmerschiefer konnten nur am Fusse des Steilhanges zwischen Manndorf und Höfling beobachtet werden. An der Basis des Phyllites erscheinen zwischen Reissach und Watschig plattig brechende, sehr quarzreiche, an der Oberfläche bräunlich anwitternde Phyllite, welche aus zahlreichen ebenen, leicht gewellten oder selbst stark gefälteten Quarz-Lamellen mit trennenden Glimmerlagen bestehen. Dieser durch Aufnahme von Feldspath in gneissartige Gebilde übergehende oder mit derartigen Lagen wechsellagernde Phyllit bildet den Fuss der gegen das Gailthal vorgeschobenen niederen Höhen von Mooshof und Stollwitz bei St. Daniel, sowie einen schmalen, die Gneisse nördlich begleitenden Zug aus dem Dellachergraben bis Grafendorf. Von hier setzen sie sich quer über den Reisskofelgraben am Südabhang des Guggenberges nach Osten fort (siehe den Abschnitt *C*).

Eine weit grössere Verbreitung weisen die jüngeren, typischen Quarzphyllite auf. Ihre der Verwitterung in hohem Grade zugänglichen, durch den Glimmerreichthum, das Zurücktreten von dünnen Quarzlamellen und das Ueberhandnehmen einzelner grosser Quarzlinsen charakterisirten Gesteine finden sich sowohl auf der Südseite als auf der Nordseite des triadischen Kalkzuges Laas—Gurina. Auf der Südseite bauen sie die Vorhöhen von Dobra und Lanz oberhalb Kötschach auf und lagern über dem Mooshof deutlich im Hangenden der plattigen Phyllite; hier bilden sie die Fortsetzung der Phyllitfalten zwischen Vorhegg und Laas.

Auf der Nordseite beginnen sie hinter Laas scheinbar im Hangenden des triadischen Kalkzuges in Form einer schmalen Zone, ziehen über Dobra (Fig. 4) und oberhalb Lanz weiter, streichen dann quer über den Plonergraben und den Sattel der Puschkrete in den mittleren Theil des Maiengrabens oberhalb Goldenstein, nehmen vom Goldberg an eine grössere Breite ein und setzen dann östlich fort über Siegelberg, Lenzhof und Schmalzgruben bis zum Reisskofelgraben. Aus diesem breiten Zuge löst sich im Nordosten ein schmales Phyllitband ab, übersetzt den Sattel oberhalb des Grödener Sandsteines von Wölzberg und tritt jenseits der grossen Reisskofelhalde am Wurzensattel nochmals zu Tage. Dass diese Abzweigung abermals einer tektonischen Ursache ihre Entstehung verdankt, wird aus der am Wurzensattel südlich unter dem Reisskofel auftretenden Schichtfolge: „Quarzphyllit, Grödener Sandstein, Werfener Schiefer und nochmals — Quarzphyllit (unser Zug vom Wölzberg), Grödener Sandstein, Werfener Schiefer" ersichtlich (Fig. 7).

2. Grödener Sandstein. Südlich von dem Kalkzuge Laas-Gurina tritt dieses Niveau als Fortsetzung des langen, das Lessachthal begleitenden Zuges nur in einer schmalen, von Laas bis in den Plonergraben reichenden Zone und in einem beschränkten Vorkommen auf, welches sich in einer gegen den Dellachergraben absinkenden Schlucht östlich Punkt 959 der Specialkarte (bei Goldenstein) vorfindet. Dazwischen ist der rothe Sandstein verbrochen, so dass Quarzphyllit und Triaskalk in unmittelbaren Contact treten. Im Norden des Kalkzuges dagegen erreicht der Grödener Sandstein innerhalb unseres Blattes die grösste Breite. Eingangs wurde bereits der am Südhange des Jukbühels oberhalb Kötschach aufgeschlossenen Antiklinale (Fig. 4) gedacht, innerhalb deren die Denudation bis auf den Quarzphyllit hinabgreift (Lammergraben). Weiter westlich ist dieses Niveau entlang der von Laas zum Gailberg ansteigenden Kunststrasse mehrfach aufgedeckt. So in und oberhalb Laas (Fig 3), wo man zunächst die grauen, höher oben erst roth gefärbten, aus Phyllitgeröllen bestehenden und sodann die weissen und rothen Quarzconglomerate an der Chaussee aufgeschlossen antrifft, dann noch einmal nächst der nördlich vom Blahhaus gelegenen Kapelle, bei welcher das Sattelplateau erreicht wird. Neben den Conglomeraten treten auch schon grellrothe Sandsteine auf. Die rothen Sandsteine reichen über die Strasse noch bis an den Ostabhang des Kukuberges heran und tauchen hier als Antiklinale unter dem schwarzen Kalk des Kuku in die Tiefe. Weiter östlich reichen sie bis zur Dellacheralpe empor, woselbst ihre mächtigen Bänke, steil nach Nordost einfallend, unmittelbar an Hauptdolomit angrenzen.

Entlang dieser Grenze verläuft eine von Nordwest nach Südost orientirte Störung, längs deren alle Glieder der tieferen Trias, abwärts von den Carditaschichten bis zum Grödener Sandstein hinab, der Reihe nach schief am Hauptdolomit abschneiden. Oberhalb Dobra und Lanz stehen grobe, bunte Quarzconglomerate an, ebenso oberhalb Puschkrete, woselbst man am Wege zum Faden innerhalb unseres Niveaus eine Lagermasse von rothem Quarzporphyr (Fig. 5) kreuzt. Der Porphyr scheint nach oben allmälig durch ein in Grus zerfallendes Gestein in rothen Sandstein überzugehen, in welchem noch höher

oben blutrothe Schieferthone eingebettet liegen. Das Ganze fällt hier nach Norden ein, der südliche Gegenflügel innerhalb dieses Querprofiles fehlt jedoch, da südlich der Puschkrete zwischen Phyllit und Triaskalk jede Spur rother Conglomerate und Sandsteine verschwunden ist. Am „Goldberg“ ist die Breite des permischen Sandsteinzuges noch erheblich, es tritt aber eine Gabelung ein, da hier eine schmale, von der Kreuztratten bis in den Heugraben reichende isolirte Scholle von Triaskalk auflagert, welche im Sattel der Kreuztratten durch Grödener Sandstein von der Hauptmasse der Triaskalke und -Dolomite abgetrennt wird. Ueber den „Siegelberg“ und Grafendorfergraben zieht der Grödener Sandstein sodann in den kleinen, die Lenzhofkuppe vom Reisskofel trennenden Sattel und setzt sich sodann jenseits der grossen Schütt am Wurzensattel fort. Die hier herrschende Wiederholung wurde bereits (Seite 316) erwähnt, dieselbe liegt in der Fortsetzung jener breiten, isolirten Auflagerung rother Sandsteine, welche die Lenzhofkuppe bedeckt und sich auch noch weiter westlich über dem Phyllithang unterhalb Siegelberg in Form eines kleinen Lappens angedeutet findet. Jene Theilungen in südliche und nördliche Züge dürfen wohl noch als Anklänge an die Antiklinale von Kötschach betrachtet werden.

Oestlich vom Reisskofel nimmt die Mächtigkeit ab, der Sandstein stellt sich steiler und streicht unter den Wänden des Sattelnock an den Wurzeln des Schnee- und des Hammergrabens fort, über den Alpenrücken der Möselalpe in den Mocnikgraben bei Weissbriach. Im unteren Theile dieses Grabens verliert sich jedoch der rothe Sandstein gänzlich, Riffkalk und Phyllit grenzen hier unmittelbar aneinander und so leitet sich der Gitschbruch ein, dessen Gestaltung und Verlauf weiter unten besprochen werden sollen.

3. Werfener Schiefer. In concordanter Aufeinanderfolge entwickeln sich aus den dünnplattigen Hangendlagen des vorbesprochenen Schichtcomplexes nach oben graue, röthlichbraune oder grünliche, sandige Schiefer mit reichlichem Glimmerbelag, der den Schieferflächen einen charakteristischen Schimmer verleiht. Die Mächtigkeit dieser Gesteine beträgt oft nur 10—20 *m*, doch lassen sich dieselben vom Sattel zwischen Lumkofel und Steinrastalpe bis Laas und auch weiterhin am Südgehänge des Jauken- und Reisskofels zwischen dem Grödener Sandstein und den Kalken oder Dolomiten der unteren Trias verfolgen. Oberhalb der Ortschaft Laas gegen den Fuss des Pittersberges findet man nicht selten die bezeichnenden Steinkerne von *Myacites fassaensis Wissm.* Ausserdem sind die Werfener Schiefer mit steil südwestlichem Einfallen noch oberhalb des Blahhauses an der Strassenserpentine aufgeschlossen (Fig. 3).

Ein unbedeutendes Gypsvorkommen am Fusse des Hügels nächst der Mündung des Lammergrabens östlich von Laas dürfte diesem Niveau zufallen. Unter den Kalkwänden des „Thörl“ und des Jukbühel ziehen überall Werfener Schiefer durch, sie werden nur von der erwähnten diagonalen Störung auf der Dellacheralpe (pag. 316), wo der Grödener Sandstein unmittelbar an Hauptdolomit grenzt, eine Strecke weit abgeschnitten, treten aber schon am Nordhange des Faden gegen den oberen Maiengraben entlang des Weges wieder zu Tage

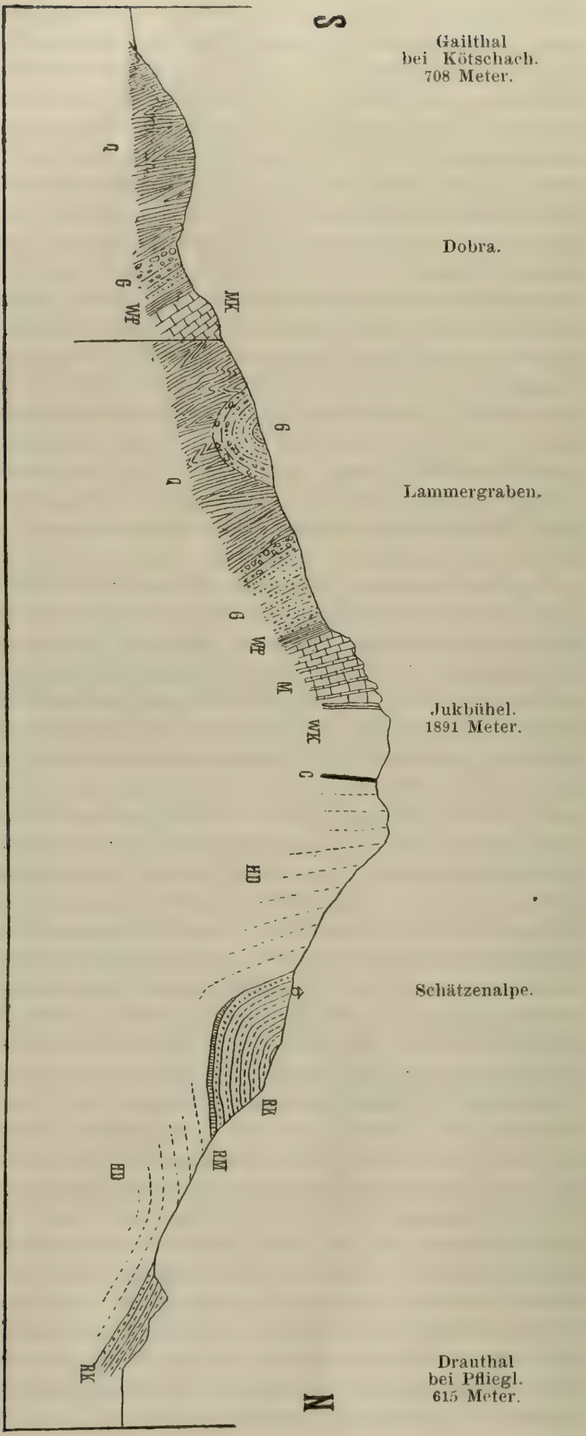


Fig. 4.

Q. = Quarzphyllit.
G. = Grödener Sandstein.
Wf. = Werfener Schichten.
M. = Muschelkalk.

WK. = Wettersteinkalk und Dolomit.
C. = Carditaschichten.
HD. = Hauptdolomit.
RM. = Rhätmergel.

RK. = Rhätkalk.

und lassen sich von der Kreuztratten bei Dellach über den Wurzensattel am Südhang des Reisskofels bis gegen die Alpe verfolgen, welche am Rücken nördlich oberhalb der Mösslalpe bei Weissbriach unter den Kalkfelsen der Kuppe (1707 *m*) gelegen ist. Am Wurzensattel participiren die Werfener Schichten an der bereits erwähnten tektonischen Wiederholung und führen hier ausnahmsweise gelbliche Kalkbänke eingeschlossen.

Südlich von dem schmalen Kalkzuge Laas-Gurina reichen die Werfener Schiefer von der Mündung des Lammergrabens nur bis gegen das Gehöft Lanz.

4. Muschelkalk. Unter den Muschelkalkprofilen dieses Gebirgsabschnittes zeigt das Profil des Jukbühel nördlich von Kötschach die reichste Gliederung und die besten Aufschlüsse (Fig. 4). Auf dem von Kötschach über Dobra auf den Jukbühel führenden Wege gelangt man schliesslich aus dem mächtig entwickelten Grödener Sandstein durch eine schmale Zone von Werfener Schiefer an den Fuss der Kalkmassen, welche hier entlang eines von der Spitze nach Süden vorspringenden Felsspornes gute Entblössungen des saiger aufgerichteten oder selbst überkippten Muschelkalkes darbieten.

Von Süden nach Norden hat man:

1. blaugraue, dichte, weissgeaderte Plattenkalke;

2. dünnschichtige, dunkle, wulstige Kalke mit Zwischenlagen von Mergelschiefer und Kalkschiefer;

3. dicke Platten von dunklem Knollenkalk;

4. gelbgraue, sandig-glimmerige Mergelschiefer mit glimmerreichen Mergelkalklagen. Die Schichtflächen der Schiefer sind ganz bedeckt mit Crinoidenresten. Neben corrodirten grossen Kelchen und einzelnen Stielgliedern herrschen dünne, gegliederte Stäbchen vor, die wohl nur als Pinnulae zu deuten sind.

5. Eine schmale Lage dünnblätterigen, thonigen Mergelschiefers, welche nahe vor dem Gipfel durch eine Einschartung streicht.

Ausgewittert auf einer gelben, glimmerreichen, sandigen Kalkzwischenlage dieser Schichte fand ich hier, knapp südlich unter dem Gipfel, ein fast vollständig erhaltenes, grosses Exemplar von *Encrinus cf. liliiformis Lam.* mit Stiel, Kelch, Armen und Pinnulae vor.

6. Gelbgrau oder rostig verwitternde, zum Theil knollige, glimmerführende, dünngeschichtete Kalke und Mergel.

Darüber folgt, den Gipfel zusammensetzend, grauer, weissgeaderter Plattenkalk und sodann, auf dem nördlichen Rücken, ein weisser plattiger Dolomit, Wettersteindolomit, welcher bis in den kleinen Sattel im Osten des Tümpels der Alphütte reicht, wo schwarze Schiefer der Carditaschichten durchziehen. Die nächste Kuppe gehört bereits dem Hauptdolomit an (Fig. 4).

Auf dem gegen die Alpenböden im Osten des Gipfels hinabziehenden Rücken beobachtet man in gelb anwitternden, schwarzen, von Schieferlagen begleiteten Mergelkalken Durchschnitte von Brachiopoden und Bivalven. Unter den wenigen Stücken, die sich herausschälen liessen, befindet sich ein Exemplar von *Spiriferina (Mentzelia) Mentzeli Dunk sp.* Weiter östlich wird die Gliederung des Muschelkalkes minder deutlich, indem hier dunkelgraue, zum Theil dolomitische

Kalke die thonreicheren Sedimente zu ersetzen und zu verdrängen scheinen. Solche Verhältnisse herrschen an der Kreuztratten und im Heugraben bei Dellach. Noch weiter östlich, unter dem Jaukensattel und auf der Wurzen am Fusse des Reisskofels (Fig. 7), stehen über den hier kalkreichen Werfener Schiefern zunächst plattige, dolomitische Kalke und höher oben schwarze, hornsteinführende Knollenkalke an. Oestlich vom Wurzensattel konnten keine Muschelkalkgesteine beobachtet werden, da sich hier am Südfusse des Reisskofels und Sattelnoks eine Störung entwickelt, entlang deren die obertriadische Riffmasse eingesunken ist, so dass dieselbe unmittelbar an Grödener Sandstein oder selbst an Quarzphyllit angrenzt.

Dem Muschelkalk entspricht auch die Hauptmasse der den vielfach eingebrochenen, schmalen Triaszug: Laas-Gurina zusammensetzenden Kalke und Dolomite. Wir treffen den vollständigsten Querschnitt dieses Zuges im Graben nördlich St. Daniel, wo die Schichtfolge bei südlichem Einfallen eine überkippte ist (vergl. unten Fig. 5). Aus dem über die Grabenmündung streichenden Glimmerschiefer gelangt man unmittelbar an das tiefste Glied des Muschelkalkes, einen grauen Dolomit; scheinbar darunter, thatsächlich jedoch in höherer stratigraphischer Position, folgt sodann grauer Plattenkalk, begleitet von einem schmalen Zuge eines lichtgrauen, mergeligen Sandsteines mit verkohlten Pflanzenresten — die Carditaschichten — hinter welchem sich schliesslich ein weisser Kalk und weisser Dolomit (Hauptdolomit) anreiht. Dahinter gelangt man wieder unmittelbar an steil gefalteten Quarzphyllit. Dieser Aufschluss liegt in der Tiefe des Grabens; auf dem westlich benachbarten Riegel von Buchach sind vom Muschelkalk nur mehr die dunkelgrauen Plattenkalke sichtbar, welche wieder an der Phyllitvorlage abschneiden. Der liegende Dolomit kommt erst unterhalb Dobra und am Pittersberge ob Laas zum Vorschein, woselbst auch noch der rothe permische Sandstein an die Oberfläche gelangt, so dass man den Eintritt und die allmälige Verstärkung dieser Störung von Schritt zu Schritt verfolgen kann.

5. Wettersteinkalk und -Dolomit sind in typischer, petrographischer Ausbildung auf dem Südgehänge des Jauken nur in geringer Mächtigkeit und Ausdehnung entwickelt. Hieher gehören wohl die weissen Dolomite des Jukbühel (vergl. oben). Wenngleich die Möglichkeit vorliegt, dass dieses Niveau zum Theil in den zum Muschelkalk gezogenen, grauen dolomitischen Kalken von Dobra, Buchach und St. Daniel vertreten ist, kann das Fehlen der auf dem Nordabhange so deutlich entwickelten, von den Carditaschichten bedeckten Stufe weisser Kalke und Dolomite immerhin als auffallend bezeichnet werden.

6. Carditaschichten bilden in der Fortsetzung des Kukuzuges eine schmale Zone von schwarzen Schiefern und grauen, sandigen Gesteinen, die durch den Pfanngraben, woselbst ich in gelb anwitternden, schiefrigen, schwarzen Kalken Auswitterungen von Myophorien ähnlichen Bivalven fand, über die Manhardsalpe (hier gelbliche, oolithische Kalke mit Fossildurchschnitten und grauer Crinoidenkalk) auf den Jukbühel fortsetzen, wo die schwarzen Schiefer und Sandsteine in dem niederen Sattel östlich des Alpen-

tümpels (vergl. Seite 319) anstehen. Die auf Seite 317 erwähnte, diagonal verlaufende Bruchlinie schneidet hier bei der Dellacheralpe diesen schmalen Zug ab und die Carditaschichten treten erst wieder jenseits des Maiengrabens zu Tage; sie wurden hier oberhalb der Kreuztratten von F. Frech[1]) in Form von grünlichgrauem Sandstein und graugelben, oolithischen Kalkmergeln mit *Spiriferina Lipoldi Bittn.* angetroffen.

Ein weiteres Vorkommen der genannten Leitform constatirte ich im Finsterthal oberhalb Siegelberg, während dazwischen, nämlich bei der Halterhütte im Heugraben, im Liegenden des Hauptdolomites ein schönes Detailprofil aufgeschlossen ist. Ueber blaugrauen Kalken und Dolomiten (Muschelkalk) folgt ein Band schwarzer, glimmerreicher Schiefer, welche eine in Folge des Herauswitterns der weichen Schiefer galerieförmig vorspringende Kalkbank einschliessen. Auf den Schichtflächen der schwarzen, sandigen Schiefer liegen grössere Schalen einer von Dr. A. Bittner als *Anoplodonta sp. aff. recta Gümb.* bestimmten Bivalve.

Im Hangenden dieses Complexes ruht in flacher Lagerung ein knolliger Plattenkalk, der nach oben immer dickbankiger wird und sodann allmälig in den Hauptdolomit des Jaukenhanges übergeht. Der letztere stellt sich saiger auf und bildet ein Element der in dem Profile Fig. 5 verzeichneten Synklinale. In dem Graben südlich unterhalb des Jaukensattels (zwischen Jauken- und Reisskofel) stehen die schwarzen Schiefer und plattigen Sandsteine der Carditaschichten abermals im Liegenden des Hauptdolomites am Wege an; unter ihnen trifft man bei der Quelle schwarze Kalkschiefer. Nach Osten hin konnten die typischen, plattigen und gebänderten Sandsteine nur bis zum Wurzensattel verfolgt werden. Sie liegen dort zwischen dem Muschelkalk und dem Riffkalk des Reisskofels, welcher sonach dem Niveau des Hauptdolomites angehört (Fig. 7).

Hieher ist noch ein dünner Zug schwarzer Schiefer und gelber, oolithischer Kalke zu stellen, der vom Sattel der Ploneralpe gegen das Berghaus am Jauken hinzieht und im Liegenden von grauen Plattenkalken mit rhyzocorallienartigen, dunklen, wurmförmigen Wülsten begleitet wird. Es scheint, dass an dieser vom Wege tangirten Stelle eine locale Aufschiebung von Muschelkalk und Carditaschichten vorliegt. (Vergl. Fig. 5 knapp südlich unter dem Jaukengipfel.)

Was schliesslich die Carditaschichten des Kalkzuges Laas-Gurina betrifft, wurde bereits auf die grauen, dünnschiefrigen, mergeligen Sandsteine mit undeutlichen Pflanzenresten, welche oberhalb Buchach vom Jaukenwege verquert werden und im St. Danielgraben unterhalb Ruine Goldenstein durchsetzen, auf Seite 320 hingewiesen.

7. Hauptdolomit greift erst von der Ploneralpe an auf die Südseite des Jaukenzuges über und bildet von hier an nach Osten die im Thorkofel und Reisskofel culminirende Höhenkante unseres Gebirges. Auf der Jaukenhöhe liegen die wohlgebankten Hauptdolomitmassen ziemlich flach nach Süden, am Thorkofel stellen sie sich steiler.

---

[1]) Die Karnischen Alpen, pag. 144—145.

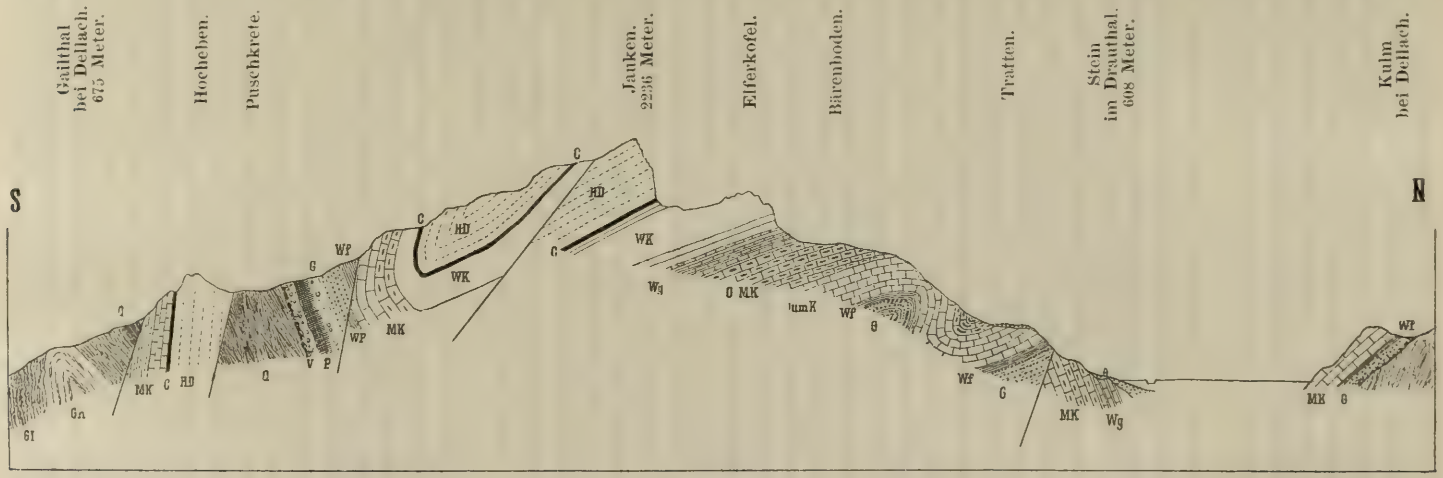


Fig. 5.

G. Gneiss.	Wf. = Werfener Schichten.
Gl. = Glimmerschiefer.	MK. = Muschelkalk.
Q. = Quarzphyllit.	Wg. = Wengener Schichten.
V. Verrucano.	WK. = Wettersteinkalk.
P. = Quarzporphyr.	C. = Carditaschichten.
G. Grödener Sandstein.	HD. = Hauptdolomit.

Je weiter gegen Süden, umso steiler wird das Einfallen des Hauptdolomites, welcher hier (siehe das Profil 5) eine schief liegende Synklinale bildet, deren flacher Nordflügel den Hauptkamm und die gegen das Drauthal abbrechenden Schichtenköpfe bildet, während der steil einschiessende Südflügel von der Kreuztratten gegen den Wurzensattel unter dem Reisskofel streicht. Am Jauken- und Thorkofel zeichnet sich dieses Niveau durch scharfe Schichtung aus, während in der Region des Reisskofels die Gliederung in einzelne Bänke fast ganz zurücktritt. Wir haben hier im Hangenden der Carditaschichten eine nahezu schichtungslose Riffkalkmasse vor uns, welche als ein Aequivalent der die nordalpinen Längsthäler begleitenden Riffkalke, wie an der Uebergossenen Alpe, am Tennengebirge, in gewissen Theilen der Dachsteingruppe und des Hochschwab, betrachtet werden darf.

Die Synklinale des Jauken wiederholt sich auch im Reisskofelstock, wobei der Reisskofel selbst dem Südflügel, die nördlichen Vorhöhen Donnerspitz, Plottach und Grubach aber dem südlich einfallenden Nordflügel entsprechen. Nur erscheint die Reisskofelmulde minder eng zusammengepresst als die liegende Synklinale des Jauken, innerhalb deren noch eine untergeordnete Störung das Zutagetreten der Carditaschichten am Wege zum Berghause bewirkt.

Es wurde bereits bemerkt, dass die Riffkalkmassen des Sattelnock (Ostausläufer des Reisskofels) eine Störung erlitten haben, der zufolge sie im Mocnikgraben bei Weissbriach unmittelbar mit dem Grödener Sandstein und schliesslich mit dem Phyllit in Contact gelangen. Den Eintritt dieser Störung bemerkt man schon auf dem über der Möselalpe fussenden Ostausläufer des Sattelnock, wo eine Drehung im Streichen der Riffkalke bewirkt, dass immer jüngere Lagen der letzteren mit dem Grundgebirge in Berührung treten, während die basalen Lagen bis hinab zum Werfener Schiefer nach und nach in der Tiefe verschwinden. Dies ist der Anfang des Gitschbruches, längs dessen, entlang dem Gitschthale, die ganzen Triasmassen nach Süden, also gegen das Krystallinische, einfallen, so dass die jüngsten Glieder der Trias mit dem Quarzphyllit zusammentreffen und scheinbar unter dieselben hinabtauchen.

8. Diluviale und recente Schotterbildungen. Glacialschottermassen erfüllen vor Allem die breite Mulde von Laas und ziehen sich von hier abwärts über Kötschach bis Manndorf. Während die Plateaus von Dobra, Lanz und Plon aus oberflächlich anstehendem Gestein bestehen, trifft man weiter thalab auf Stollwitz, Goldenstein, Gurina und Wieserberg diluviale Schotter, welche, wie jene auf den gegenüberliegenden Terrassen im Süden der Gail als Fortsetzungen der Glacialschotter im Lessachthale anzusehen sind.

Diese entlang der Gehänge an geschützten Orten erhalten gebliebenen Reste einer ehemals zusammenhängenden Schotterdecke unseres Thales zeigen, dass die mit jüngsten Bildungen erfüllte Weitung des Gailthales verhältnissmässig jungen Datums sein dürfte oder mindestens in jüngster Zeit bis zur heutigen Tiefe ausgeräumt worden ist.

Auf einer solchen Terrasse befindet sich bei den Gehöften von Gurina (NO von Dellach) die bekannte Stätte vorrömischer und römischer Ausgrabungen [1]).

An vielen Stellen konnte das Auftreten von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben beobachtet werden. Als Beispiel sei hier der kleine Hügel an der Gailbergstrasse oberhalb Laas genannt, woselbst die vorherrschend aus dunklem Rhätkalk bestehenden, kantengerundeten Geschiebe prachtvolle Kritzen zeigen. Während des Baues der neuen Strasse beobachtete ich an der Südspitze der obersten, noch im Silbergraben gelegenen Serpentine einen schönen glacialen Aufschluss. Nach Abräumung von Grundmoräne kam hier ein völlig ebener, glatt und glänzend polirter Gletscherschliff auf saiger stehenden schwarzen Rhätkalken zum Vorschein. In höher gelegenen Regionen bemerkt man überall die Spuren der einstigen Vereisung, so in der grossen Moränenablagerung der Jaukenwiesen. Vor Allem ist das Auftreten erratischer Blöcke zu erwähnen. Die letzteren finden sich selbst auf dem Kamm des Gebirges und wurden hier bis zu Höhen von 1800 *m* wiederholt beobachtet (Ploneralpe, W Jaukenhöhe). Das Vorkommen grosser Blöcke von Gneiss und Glimmerschiefer hier auf der Höhe des Kalkgebirges bildet selbst für den Laien eine sehr augenfällige Erscheinung.

Zu den jüngsten Bildungen haben wir die zahlreichen, den Thallandschaften der Gail ein charakteristisches Gepräge verleihenden Schuttkegel zu rechnen. Dieselben bauen sich an jeder Grabenmündung vor und erreichen, je nach der Ausdehnung des Grabengebietes und nach der Art der in demselben vertretenen Gesteine, einen kleineren oder grösseren Umfang. Begreiflicherweise üben diese in Folge ihres lockeren Materiales und ihrer sonnseitig geneigten Lage für die Cultivirung des Thales bedeutungsvollen Schuttkegel einen wesentlichen Einfluss auf den Lauf der Gail aus.

Die bedeutendsten Schuttkegel treffen wir bei Kötschach, Höfling, St. Daniel, Dellach, Leifling und Grafendorf-Reissach. Der letzte ist weitaus der grösste; sein Umfang längs der Basis beträgt nicht weniger als 5000 *m*, die Höhe seiner Spitze über den Alluvionen der Gail etwa 200 *m* bei einer Seitenlänge von 2 *km*.

Der Umstand, dass in dem Material der Schuttkegel ausser den Zersetzungsproducten der Phyllite und des feldspathführenden Grödener Sandsteines auch Kalk und Dolomitpartikel aus dem höheren Theile des Gebirges enthalten sind, verleiht diesen Böden grosse Fruchtbarkeit. Ihre nach Süden geneigte Lage und die an der Mündung der Gräben verfügbaren Wasserkräfte waren weiter dafür bestimmend, dass die Siedelungen, trotz der mitunter drohenden Wassergefahr, eben an jenen Grabenmündungen angelegt und nach jeder Katastrophe wieder an derselben Stelle neu aufgebaut wurden.

B. Nordabhang des Jauken und Reisskofels.

Der Grundzug des geologischen Baues auf der Nordabdachung unseres Gebirges ist in der Aufwölbung einer Antiklinale von

[1]) Vergl. A. B. Meyer: „Gurina" und „Die alten Strassenzüge des Obergailthales". Dresden 1885 und 1886, mit 15 Tafeln.

Muschelkalk gelegen, welche am Gehänge aus der Gegend von Stein im Drauthale bis über Weissbriach hinaus zu Tage tritt und den Hauptdolomit des Jauken und des Reisskofels, von einer nördlichen, das Drauthal begleitenden Hauptdolomitzone trennt (vergl. die Figuren 6 und 7). Dementsprechend treten die ältesten Schichten etwa auf halber Höhe sattelförmig hervor, während die jüngsten triadischen Sedimente theils den Kamm, theils den nördlichen Fuss des Gebirges zusammensetzen. Entspricht obige Darstellung im Grossen den Hauptzügen der Tektonik, so weichen einzelne Details insoferne von der Regel ab, als einerseits bei Dellach die Antiklinale bis in das Drauthal herabreicht und als andererseits der fragliche Sattel älterer Triassedimente bei Weissbriach, die Wasserscheide und Gruppengrenze überschreitend, in das Terrain des Gitschthales übergreift.

Nicht überall handelt es sich um eine einfache Antiklinale, vielmehr besteht die sattelförmige Aufwölbung in manchen Profilen, wie unterhalb des Jauken (vergl. Fig. 5), aus mehreren, in ihrer Gesammtheit allerdings antiklinal emportauchenden Wellen oder Knickungen.

Mit Rücksicht auf die ziemlich regelmässigen Lagerungsverhältnisse, unter denen die Absätze der unteren und mittleren Trias am Gehänge des Jaukengebirges sattelförmig hervortreten, genügt es, einzelne besonders instructive Profile als Typen für den gesammten Aufbau hervorzuheben.

I. Profil durch die Jaukenhöhe und den Bärenboden bis Stein im Drauthale.

(Vergleiche Fig. 5 auf pag. 322.)

Die ältesten, in diesem Profil gelegenen Aufschlüsse befinden sich in einer weit nach Norden vorgerückten Position südwestlich von Dellach a./Drau, und zwar auf der Westseite des Schuttkegels von Rassnig. In einem gegen Punkt 608 *m* der Specialkarte von der Trattenterrasse herabkommenden Graben stehen hier dickplattige, weissgraue Quarzsandsteine mit südlichem Einfallen an. Ganz ähnliche weisse Sandsteine finden sich auch gegenüber am linken Drauufer bei dem Gehöfte Glanz, ausserdem aber in grösseren Massen bei Cercivento di sopra, auf der südlichen Abdachung der Karnischen Alpen im Niveau des Grödener Sandsteines. Es ist nach den Lagerungsverhältnissen unter der Tratten (Fig. 5) nicht ausgeschlossen, dass auch hier dasselbe Niveau vorliegt, denn die nach oben feinkörniger und dünnplattiger abgesonderten weissen Sandsteine werden in einer Höhe von etwa 50—60 *m* über der Thalsohle von gelben, glimmerreichen, sandigen Schiefern mit dunklen kohligen Flecken, sowie von sandig-glimmerigen Schieferkalken bedeckt, welche dem Werfener Schiefer entsprechen. Ueber dem Letzteren liegen erst dünnplattige, schwarze, weissgeäderte Kalke, Gutensteiner Kalk, dann dunkelgrauer, knolliger Netzkalk, der dem Typus des Reiflinger Kalkes entspricht, mit südlichem Einfallen auf. Wir befinden uns somit hier in dem südlichem Flügel der Antiklinale. Ganz

nahe, im Steinbruch des südöstlich von Stein am Waldrande gelegenen Maierhofes, zeigt sich jedoch bereits die Umkehr der Fallrichtung, so dass das Dorf und das Schloss Stein schon dem nördlichen Flügel angehören.

Auf dem von der Zinkschmelze zum Berghaus am Bärenboden und weiterhin auf den Jauken emporstrebenden Saumwege bewegt man sich fortwährend in den schwarzen, dünnschichtigen Plattenkalken und in den braun anwitternden, dickplattigen Netzkalken der Muschelkalkstufe, aber das Streichen wechselt allmälig und man kann durch die Ablesungen am Compass fast Schritt für Schritt beobachten, wie das nördliche Einfallen in ein nordwestliches, dann in ein westliches, endlich in ein südwestliches und schliesslich, knapp bevor wir nach mehrstündigem Anstieg am „Bärenboden“ angelangt sind, in ein genau südliches Fallen wendet. Auf diesem Wege haben wir somit das Westende der grossen Muschelkalk-Antiklinale tangirt und geschnitten. Hätten wir einen weiteren Bogen beschrieben, etwa über den Dielengraben, so wären wir in derselben Weise den Cardita-schichten gefolgt, die, dem Muschelkalkrande parallel, das abgerundete Westende der Aufsattlung gleichfalls umkreisen.

Die liegenden Partien des Muschelkalkes bestehen aus dunkelgrauen oder schwarzen, dünn geplatteten Kalken mit weissen Spathadern. Im Hangenden stellen sich dickbankige, wulstige Netzkalke ein, welche bräunlich anwittern, häufig von Rhyzocorallienplatten begleitet und von einzelnen Lagen graugelber, mergeliger Schiefer durchzogen werden. Am Bärenboden trifft man einen tiefschwarzen, dichten Kalk mit grossen, hellen Crinoidenstielgliedern, worin aus Blöcken zahlreiche Exemplare von *Spirigera trigonella Schloth. sp.*, sowie von *Spiriferina fragilis Schloth. sp.*, *Terebratula vulgaris Schloth.* und *Lima cf. striata Schloth.* gesammelt werden konnten.

Vom Bärenboden aufwärts beginnt ein regelmässiges Profil mit südlichem Einfallen (Fig. 5). Ueber den schwarzen Gesteinen des Muschelkalkes folgen nahe der Waldgrenze gelbgraue Mergel und schwarze Kalkschiefer, sowie knollige, hornsteinführende Kalke. In der östlichen Fortsetzung dieses Zuges fanden sich bei der nahen Amlacheralpe in den schwarzen Kalkschiefern kleine Bivalven, welche als *Posidonomya Wengensis Wissm.* bestimmt werden konnten, weshalb hier die Bezeichnung Wengener Schichten gewählt wurde.

Darüber liegt erst hellgrauer Plattenkalk, dann ein nahezu massiger, in den Hangendlagen aber wieder geschichteter Dolomit, Wettersteinkalk und -Dolomit, am Elferkopf etwa 200 *m* mächtig.

Oberhalb der Alpe Steinerkammern folgen die Carditaschichten, schwarze, in Blättchen zerfallende Thonschiefer, graue gelb anwitternde Mergelschiefer und -Kalke, sowie gelbe Oolithkalke, welche hier ziemlich häufig das charakteristische Leitfossil *Spiriferina Lipoldi Bittn.* einschliessen. Dieselben ziehen durch einen Sattel in den Giessgraben am Fusse der Nordwand des Jauken und Thorkofels hinüber, keilen aber weiter östlich unter dem Kühkopf aus.

Endlich folgt in der Nordwand der Jaukenhöhe (2236 *m*) der hier flach südlich einfallende Hauptdolomit. (Vergleiche die auf pag. 321 beschriebene Südseite.)

Dasselbe Profil ist in dem benachbarten Giessgraben aufgeschlossen und vom Drauthale aus in der Gegend von Dellach gut sichtbar. Zwei Drittel der Höhe bestehen aus den gefalteten, dunklen Muschelkalkgesteinen, dann kommt ein Absatz der dünnschichtigen Mergel- und Kalkschiefer, darauf die Dolomitstufe des Elferkopfes, dann in zwei bis drei schwarzen Schieferbändern hart am Fusse der Wand die Carditaschichten, endlich der Hauptdolomit der jähen Nordwand des Jauken.

Die beschriebene obere Schichtfolge dreht sich weiter westlich auf dem Abhange immer mehr nach Norden, so dass der Hauptdolomit der Jaukenhöhe längs des Dielengrabens allmälig bis Schloss Stein und bis in die Tiefe des Drauthales reicht. Dementsprechend treffen wir die Carditaschichten bei der Säge in der Schmelz wieder; dieselben ziehen aus der Höhe der Steiner Kammern im Bogen durch den Dielengraben hinab und stehen an der Mündung jenes Grabens hinter der Säge in Form von nach Nordwest unter den Hauptdolomit von Schloss Stein einfallenden gelben, fossilführenden Oolithkalken, tiefschwarzen, glimmerigen Thonschiefern und grauen Sandsteinen an. Auch der lichte Wettersteindolomit und die grauen, mergeligen Kalkschiefer der Wengener Schichten, letztere in der Ortschaft Stein unter dem Diluvium mit nördlichem Einfallen blossliegend, nehmen an der Wendung theil und gelangen bei der alten Zinkschmelze an den Thalboden herab.

Gewissermassen als Gegenflügel der bei Stein vom Drauthal angeschnittenen Triasbildungen erhebt sich bei Dellach am nördlichen Drauufer der Hügel des Kulm (Fig 5). Grödener Conglomerate und Sandstein bilden dessen auf dem Granatenglimmerschiefer der Kreuzeckgruppe unconform aufruhende, steil nach Süden einfallende Basis. Darüber folgt erst eine schmale Zone von Werfener Schiefer und sodann ein steil stehender Complex bituminöser, dunkler, dolomitischer Plattenkalke, welche bei Dellach selbst einen secundären Riegel vorschieben. Verwehrte es die Dürftigkeit der Aufschlüsse, in dem zwischen Kulm und jenem Vorriegel durchziehenden Sattel deutbare Aufschlüsse nachzuweisen, so scheint der alte Blei- und Zinkbergbau, welcher am Südgehänge des Kulm umging, dennoch auf die Anwesenheit von Carditaschichten hinzuweisen; in diesem Falle würde der plattige Dolomit des südlichen Vorriegels schon dem Niveau des Hauptdolomites angehören.

Westlich vom Dielengraben wird das solcherart untertauchende Westende unserer Antiklinale von Hauptdolomit mantelförmig umhüllt und bedeckt. Das breite, vom Jukbühel (siehe Fig. 4) bis in das Drauthal reichende Hauptdolomitdach bildet die unmittelbare Fortsetzung der oben beschriebenen Dolomitregion des Schatzbühel und Gailberges. Dasselbe trägt oberhalb der S c h ä t z e n a l p e eine i s o l i r t e Auflagerung rhätischer, dunkler, bituminöser Plattenkalke und gelber, rhätischer Mergel. Dagegen streichen die Rhätbildungen des Gailbergsattels (Seite 307) in ostnordöstlicher Richtung über den Vorberg R o w i s g und den M i t t e r w a l d bis zum Pflieglhof z u s a m m e n h ä n g e n d über den Fuss des Brandriegels und Adamskofels hinweg. Sie fallen steil nach Nordnordwest und überlagern in deutlicher Weise

den in vielen Gräben aufgeschlossenen Hauptdolomit, dessen zerrissene, in Thürme und Zinnen aufgelöste Massen nächst dem Schlosse Stein von Weitem kenntlich sind.

2. Profil über den Globois und die Amlacheralpe zum Spitzkofel.

(Vergl. das Profil Fig. 6.)

Reicht bei Dellach die untere und mittlere Trias bis in das Drauthal herab, so erhebt sich weiter im Osten ein dem Gehänge vorgelagerter, das Thal im Süden begleitender Riegel von Hauptdolomit, augenscheinlich als Fortsetzung jenes Hauptdolomitrückens, welcher das alte Schloss Stein trägt. Von hier ab läuft dieses Glied der oberen Trias nicht mehr in ununterbrochener Flexur über den Nordhang hinab, die Gewölbedecke ist vielmehr bereits abgetragen, es tritt unterhalb derselben der ältere Kern zu Tage und der Hauptdolomit bildet nunmehr zwei Züge: einen südlichen, den Hauptkamm zusammensetzenden und einen nördlichen, längs des Thalrandes in der Tiefe hinziehenden. Der Hauptdolomit der niederen Vorberge Globois und Pintaer Oeden fällt nach Norden ein. Unter ihm erscheinen in einem von Globoissattel (1112 *m*) nordwestwärts absinkenden Graben die Carditaschichten mit schwarzen, glimmerreichen, Pflanzenreste führenden Thonschiefern, plattigen, gebänderten Sandsteinen und den so charakteristischen gelbgrauen Oolithkalken, in welchen man auch hier *Spiriferina Lipoldi Bittn.* sammeln kann. Dieselben Gesteine kehren an einer räumlich beschränkten Stelle weiter östlich in dem von der Ortschaft Ebenberg gegen die Ochsenschlucht führenden Sattel wieder, auch hier als das Liegende der nördlichen Scholle von Hauptdolomit.

Carditaschichten und Hauptdolomit bilden hier jedoch keineswegs einen regelmässigen Gegenflügel, sie werden vielmehr durch eine Störung von dem dahinter aufsteigenden, einseitig gebauten Hange getrennt. Der Scheitel der Antiklinale ist in diesem Profile verbrochen und die ganze südliche Hauptscholle entspricht dem südlichen Flügel unseres Sattels. In Folge dessen bietet der über die Amlacheralpe zum Spitzkofel aufstrebende Hang abermals eine klare Schichtfolge (Fig. 6).

Unmittelbar südlich vom Globoissattel beginnt der untere Muschelkalk mit flach liegenden, dünnschichtigen, grauen Plattenkalken, über denen in senkrechten Wänden die dickbankigen, wulstigen Netzkalke als oberer Muschelkalk folgen. Von hier ab gegen Osten trifft man innerhalb des letzteren vielfach Einlagerungen sandiger, glimmerreicher Mergelkalke, in dünnen Lagen aussen gelb angewittert und, vornehmlich gegen das Hangende zu, einen groben, grauen Quarzsandstein. Die sandigglimmerreichen Mergelkalke entsprechen analogen Zwischenschichten, welche am Kukuberge (pag. 305) und dann unterhalb der Egger- und Lackneralpe durch das Vorkommen von *Terebratula vulgaris Schloth.* ausgezeichnet sind. Ueber diesen Gebilden verquert man längs des von den Pintaer Oeden zur Amlacheralpe aufsteigenden Weges eine bräunliche, bröckelige

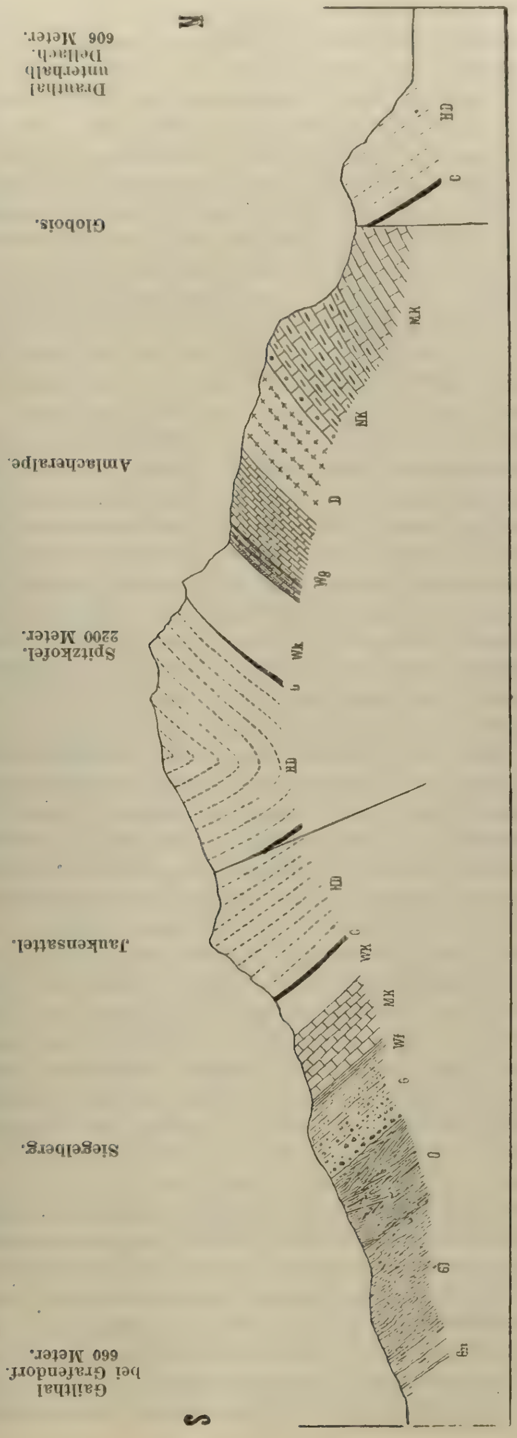


Fig. 6.

Gn. = Gneiss.
Gl. = Glimmerschiefer.
Q. = Quarzphyllit.
G. = Grödener Sandstein.
Wf. = Werfener Schiefer.
MK. = Muschelkalk.
D. = Dolomitstufe.
Wg. = Wengener Schichten.
WK. = Wettersteinkalk.
C. = Carditaschichten.
HD. = Hauptdolomit.

Dolomitstufe, auf welcher sich ein System dunkler Plattenkalke und gelbgrauer Mergelschiefer mit Hornsteinlagen aufbaut.

Der Boden der Amlacheralpe wird nächst der Hütte von dieser dünngeschichteten Serie gekreuzt. Nach oben zu stellen sich schwarze Kalk- und Mergelschiefer ein, oft papierdünn spaltbar. Die dickeren, ebenflächigen Tafeln zeigen oft eigenthümliche tiefschwarze, lebhaft glänzende Flecken: auf den Flächen der papierdünnen Kalkschiefer fand ich oberhalb der Alpe ganz im Hangenden kleine Exemplare einer concentrisch gestreiften Muschel, welche nach Dr. Bittner's freundlicher Bestimmung mit typischen Vorkommen der *Posidonomya Wengensis Wissm.* übereinstimmt. Dieses vom Bärenboden (pag. 326) über den Giessgraben herüberstreichende Kalkschieferniveau wurde als Wengener Schichten ausgeschieden, da das an sich unscheinbare Fossil jedenfalls eine Bekräftigung der aus der Lagerung ableitbaren Schlüsse bietet.

Das Hochthal der Amlacheralpe wird im Süden von einem doppelten Walle von Felswänden umschlossen. Zunächst über dem Alpboden erhebt sich im Halbkr nureise eine in ihren oberen Partien geschichtete Wand weisser dolomitischer Kalke. Darüber strebt jenseits eines schmalen Schuttgürtels ein weites Amphitheater scharf geschichteter Dolomitwände zum Spitzkofel und Thorkofel empor. Die untere Stufe entspricht dem Wettersteinkalk, aus dessen Blöcken zahlreiche Exemplare einer gerippten Bivalve, nach Dr. Bittner *Terquemia nov. sp.*, gesammelt wurden, der obere Wandabsatz dagegen wird durch den Hauptdolomit der Kammhöhe gebildet. Vergebens sucht man über dem Kühkopf oder unter dem Spitzkofel das dunkle Band der nahe westlich unter dem Jauken in analoger Position durchziehenden Carditaschichten; dieselben scheinen hier völlig auszulassen, so dass eine einheitliche Kalk- und Dolomitentwicklung bis auf den Spitzkofel hinanreicht. Allein schon in der östlich benachbarten Ochsenschlucht beobachtet man wieder die schwarzen Thonschiefer; sie liegen in einer kleinen Partie am Wege aufgeschlossen in dem vom Spitzkofel östlich herablaufenden Graben.

Der am Westgehänge der Ochsenschlucht von den Pintaer Oeden zur Ochsenschluchtalpe führende Steig bietet nur an einzelnen Stellen deutliche Aufschlüsse. Nächst dem mit Glacialschotter bedeckten Sattel der Pintaer Oeden (nördliche Scholle von Hauptdolomit) herrschen schiefrige Kalke und Mergel, darunter dünngeschichtete dolomitische, schwarze, zum Theil genetzte, wulstige Kalke, Alles nach Norden einfallend. Dann wendet das Einfallen nach Süden; über einem lichten Dolomit folgen dunkle, dünnplattige Kalke (Muschelkalk).

In der zweiten, vom Spitzkofelvorberg herabkommenden Seitenschlucht stehen in grossen Tafeln dünnschichtige schwarze Kalke und Kalkschiefer (Wengener Schichten) mit südlichem Einfallen an. Darüber baut sich eine mächtige Zone grauer, zuckerkörniger, dolomitischer Kalke (Wettersteinkalk) auf, undeutlich geschichtet. Die Carditaschichten treten hier zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit nicht in einer zusammenhängenden Lage auf. Man trifft ihre schwarzen Schiefer und Sandsteine nur in einem beschränkten

Aufschlusse am Wege, dort, wo derselbe die vom Spitzkofel gegen SO herabziehende zweite Seitenschlucht verquert. Höher oben gegen die Ochsenschluchtalpe herrscht der Hauptdolomit. Bei dieser Alpe treten die schwarzen Schiefer und Sandsteine der Carditaschichten als locale Aufbrüche in Form zweier langer, schmaler, von Nordwest nach Südost orientirter Streifen zu Tage (vergl. Fig. 6), mitten im Hauptdolomit an Verwerfungen emporgeschleppt und ausserdem durch eine Querstörung verschoben, so dass der östlich gelegene Streifen nach Norden verschoben erscheint.

3. Profil von Amlach im Drauthal über die Pliessalpe auf den Reisskofel.

(Vergleiche das Profil Fig. 7.)

Der zum Theile dünnplattige Hauptdolomit der vorderen Scholle fällt hinter Amlach nach Norden ein und wird im Sattel westlich von Ebenberg, sowie längs einer vom Fusssteige Amlach-Ebenberg überquerten Terrainmulde von Carditaschichten mit dunklen Schiefern und gelbem Oolithkalk unterteuft. Dieselbe Störung, welche wir schon am Globoissattel (vergl. Profil 6) trafen, trennt die nördliche Dolomitscholle von dem nach Süden aufsteigenden Gebirge. Zunächst stösst man innerhalb der südlich folgenden Scholle auf schwarze Plattenkalke mit Mergelschieferlagen, welche nach Norden einfallen, dann auf der hie und da mit Glacialschotter bedeckten Terrasse Ebenberg, noch besser aufgeschlossen aber in dem östlich benachbarten Reissgraben, auf dünnschichtige, schwarze Kalkschiefer mit Mergelzwischenlagen (Wengener Schichten), welche hier wahrscheinlich einer Einfaltung im Muschelkalk entsprechen. Dünnplattige Bänderkalke oder auch Wulstkalke wechseln immer wieder mit ebenflächigen, klingenden Kalkschiefern ab. Oberhalb der die Ortschaften Ebenberg und Egg verbindenden Brücke folgen wieder die schwarzen Plattenkalke des Muschelkalks; dieselben wenden durch eine steile Lage allmälig nach Süden um und bilden von hier an den Nordabhang des Pliessberges. Indem wir diesen Berg über die Schichtenköpfe der steil nach Süden einfallenden (vergl. Profil 7) schwarzen Kalke zu ersteigen beginnen, kommen wir immer weiter in das Liegende. Zutiefst scheint eine auf halber Höhe durchstreichende Antiklinale von dunklem Dolomit zu liegen, denn jenseits derselben folgen abermals die gleichen schwarzen Plattenkalke, aber minder steil geneigt. Nun geht es wieder in das Hangende, woselbst in dicken Bänken wulstiger Knollen- und Netzkalk ansteht. Mit dem letzteren treten sowohl gelbgraue, sandige, glimmerreiche Mergelkalke, als auch ein grober, grauer Quarzsandstein in Verbindung; ausserdem beobachtet man sehr häufig die charakteristischen Rhyzocorallienplatten. Oberhalb der unteren Pliessalpe zieht eine schmale Dolomitlage durch, wahrscheinlich dieselbe wie unter der Amlacheralpe (Seite 329, Prof. 6), nur minder mächtig; dann folgen am Rücken der nahe dem Gipfel gelegenen oberen Pliessalpe dünnschichtige dunkle Kalke im Wechsel mit Kalk und Mergelschiefer (Wengener Schichten der Amlacheralpe). Den Südabhang des Gipfels nimmt

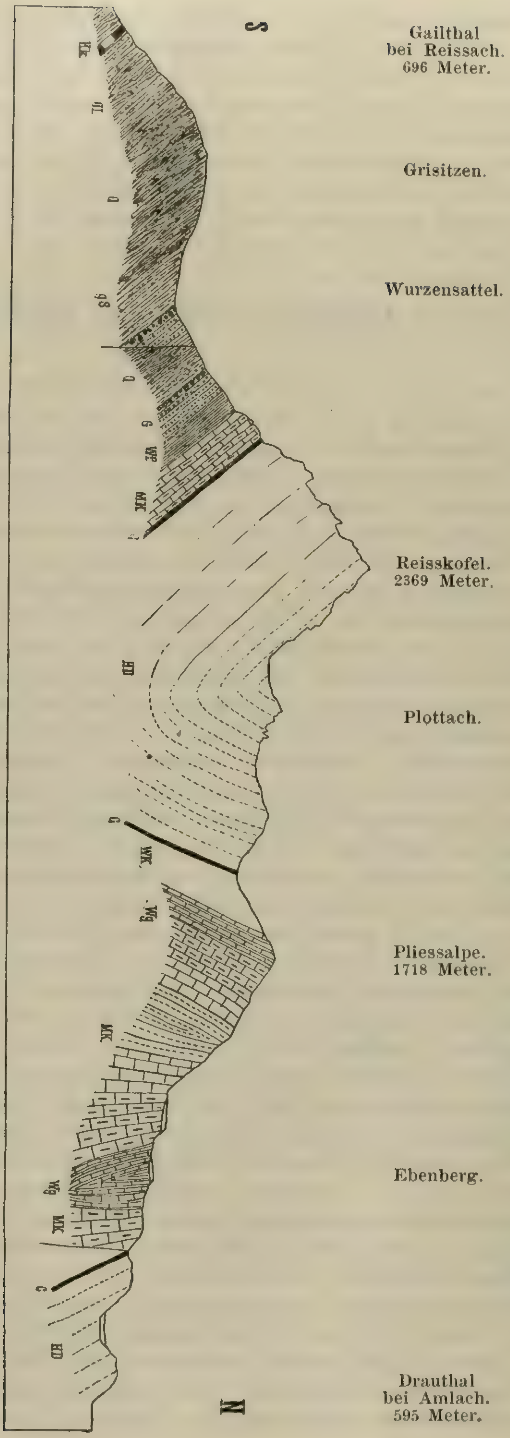


Fig. 7.

Gl. = Platiger Phyllit.
Kk. = Krystallinischer Kalk.
Q. = Ob. Quarzphyllit.
GS. = Grünschiefer.
G. = Grödener Sandstein.
Wf. = Werfener Schiefer.
MK. = Muschelkalk.
Wg. = Wengener Schichten.
WK. = Wettersteinkalk.
C. = Carditaschichten.
H.D. = Hauptdolomit. (Riffkalk.)

lichtgrauer dolomitischer Kalk (Wettersteinkalk) ein und nahe dem Sattel, welcher den Pliessberg mit dem Reisskofelstock verbindet, treten fossilführende Carditaschichten zu Tage, zumeist in Form des gelben Oolithkalkes, in dem ich östlich unter der Sattelhöhe gegen den obersten Theil des Reissgrabens das Vorkommen von *Spiriferina Lipoldi Bittn.* nachweisen konnte.

Der von hier über Klein-Plottach bis an den Fuss der Reisskofelwände streichende Rücken gehört bereits dem Hauptdolomit an, welcher hier deutlich geschichtet nach Süden einfällt und den Nordflügel der Reisskofelmulde bildet. Auf dem Reisskofel selbst herrscht nördliches Einfallen, nur die Hangendlagen sind jedoch deutlich geschichtet; im Liegenden folgen zunächst mächtige Banklagen, sodann aber der massige Riffkalk, so dass man hier (Fig. 7) den allmäligen Uebergang der geschichteten Facies in die Rifffacies beobachten kann.

Das östlich benachbarte Profil der Eggeralpe bildet die unmittelbare Fortsetzung des eben geschilderten. Auch hier bildet Hauptdolomit den nördlichen Fuss des Gebirges und die niederen Vorhöhen von Kalch und Eben bei Bruggen. Die Kalkschiefer und Mergel der Wengener Schichten, die im Süden der den Hauptdolomit abtrennenden Verwerfung steil anstehen, streichen über die hochgelegene Terrasse von Egg hinweg, während der Steilhang des Brendelwaldes aus den mit dunklem Dolomit alternirenden schwarzen Plattenkalken des unteren und den Netzkalken des oberen Muschelkalkes besteht. Südwestlich der Lakneralpe fand ich am Wege in gelbgrauen, sandigen, glimmerreichen Mergelkalken *Spirigera trigonella Schloth. sp.* und *Terebratula vulgaris Schloth* Gering mächtig ziehen bei der Eggeralpe selbst dunkle Mergel- und Kalkschiefer der Wengener Schichten durch, hie und da mit undeutlichen Auswitterungen von Bivalven. In seiner Mächtigkeit ebenfalls reducirt, folgt im Süden der Alpe der dolomitische Wettersteinkalk und darauf der Hauptdolomit von Grubach, während die zwischenliegenden Carditaschichten nur an lose herumliegenden Oolithbrocken erkannt werden konnten.

4. Profil von Bruggen über den Massgraben und Gösseringgraben auf den Sattelnock.

In den bisher beschriebenen Profilen wiederholte sich die Erscheinung, dass der nördliche, das Drauthal begleitende Flügel des Hauptdolomites längs einer Störung (Globois, Pintaer Oeden, Ebenberg) an dem Muschelkalk des Abhanges unmittelbar heranreichte. Im Meridian von Greifenburg gleicht sich diese Verwerfung durch allmälige Abnahme der Sprunghöhe aus, so dass wir in dem Profile des Massgrabens eine vollständige Antiklinale beobachten.

Der genannte Graben zieht von Bruggen bei Greifenburg südlich hinan gegen die tiefe Einsattlung der Pfarrwiesen (zwischen Egger- und Weissacheralpe), von wo man in den schon jenseits der Wasserscheide in das Gitschthal mündenden Gösseringgraben hinabsteigt.

Bei Greifenburg wird die auf mehrere Kilometer verbreiterte, nördliche Hauptdolomitzone von ausgedehnten Glacialschottermassen

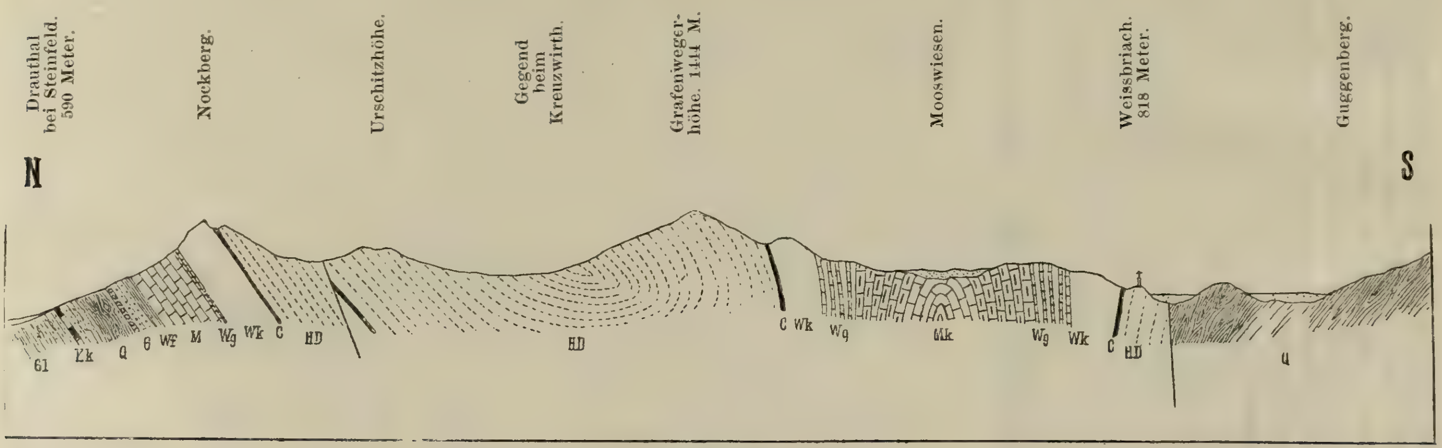


Fig. 8.

Gl.	= Granatenglimmerschiefer.	M.	= Muschelkalk.
Kk.	= Krystallinischer Kalk.	Wg.	= Wengener Schichten.
Q.	= Quarzphyllit.	Wk.	= Wettersteinkalk.
G.	= Grödener Sandstein.	C.	= Carditaschichten.
Wf.	= Werfener Schiefer.	H.D.	= Hauptdolomit.

bedeckt, so dass man nur in den tiefen Gräben, besonders deutlich im Grafenwegergraben und in einzelnen Abschnitten des Massgrabens einen zusammenhängenden Aufschluss des steil stehenden Hauptdolomites gewinnen kann, während z. B. der von Bruggen über das Gehöft Gasser in den Massgraben führende Weg nur dürftige Aufschlüsse des Dolomites liefert. Erst bei der Sägemühle im Graben oberhalb Gasser beginnt anstehender Hauptdolomit und zwar mit steil nördlichem Einfallen; die Liegendbänke bestehen aus dichtem, grauem, etwas muschlig brechendem Kalk, vom Aussehen gewisser Hallstätter Kalke Darunter folgen schwarze Thonschiefer und Sandsteine in Verbindung mit einem bräunlichgrauen, sandigen, glimmerreichen Mergelschiefer, welcher kohlige, schwarze Flecken zeigt. Dies sind die Carditaschichten. Im Liegenden derselben kommt zuerst dickbankiger, dolomitischer, grauer Kalk, dann ein weisser dolomitischer Kalk in mächtigen Bänken, der Wettersteinkalk, hervor. Derselbe nimmt nach unten zu immer dünnplattigere und dann dünkler gefärbte Bänke auf, und es folgt die Serie der ebenflächigen schwarzen Kalkschiefer mit bräunlichgrauen Mergelschieferlagen, d. h. die Wengener Schichten. Die Sattelhöhe der Pfarrwiesen selbst entspricht dem steil stehenden Kern der Antiklinale und besteht aus dunkelgrauen, dünnplattigen und dickbankigen, bräunlichen Netzkalken der Muschelkalkstufe.

Wenn wir dann jenseits in den Gösseringgraben hinabsteigen, treffen wir über dem Hammerwerk von Gössering abermals die schwarzen Kalkschiefer der Wengener Schichten, abermals den Wettersteinkalk, hier am Nordfusse des Sattelnock in schroffen, weil stark dolomitischen Kalkfelsen entblösst, abermals die Carditaschichten, in Form sandiger, von den charakteristischen gelben Oolithkalken mit *Spiriferina Lipoldi Bittn.* begleiteter Schiefer am Abhang des Sattelnock durchziehend, endlich wieder den Hauptdolomit, welcher als undeutlich geschichtete Riffmasse den Sattelnock aufbaut. Auf diese Weise haben wir eine vollständige Antiklinale verquert, deren einzelne Schichten nun in der Richtung Ostsüdost über die Wasserscheide zwischen dem Drauthale und dem Gitschthale (nahe dem Kreuzberg) streichen (Fig. 8). Die nördlichen Carditaschichten ziehen aus dem Massgraben über die Grafenwegeralpe, wo ihre Schiefer und Sandsteine bei dem Brunnen anstehen, hinweg gegen die Mooswiesen hinab, woselbst sie an der Mündung einer waldigen Schlucht am nordwestlichen Rande der mit Glacialschottern bedeckten Mooswiesen anstehen.

Die nördliche Zone von Wengener Schichten passirt die Weissacheralpe und streicht durch einen Sattel im Süden der Grafenweger Höhe auf das Mooswirthshaus zu. Die südlichen Wengener Schichten laufen dem Gösseringgraben nahezu parallel, stehen z. B. bei der ersten Brücke nächst dem Grabeneingang (NW Weissbriach) an und verqueren die Kreuzbergstrasse auf dem ersten Plateau nördlich oberhalb Weissbriach. Der Steilabfall dieses Plateaus besteht aus Wettersteinkalk, über den die erste Strassenschleife hinanführt (Fig. 8). Im Hangenden desselben folgen wieder die Carditaschichten in Form von schwarzen Thonschiefern und grauem Sandstein. Sie ziehen sich aus

dem Gösseringgraben am Fusse des Gebirges nördlich von Weissbriach bis in den Nappitschgraben, entlang einer Linie, welche durch eine Anzahl von Freischürfen markirt ist. Aufschlüsse finden sich im Gösseringgraben am linken Bachufer unterhalb der ersten Brücke, dann in Weissbriach selbst in dem Hohlwege oberhalb der Gasser'schen Pappendeckelfabrik, sowie am Bachufer bei der zweiten, vom Moosbach betriebenen Mühle, schliesslich weiter östlich im Nappitschgraben (bei „*h*“ des Wortes „Weissbriach“ der Specialkarte), woselbst man in schwarzen Schiefern die weissen Schalen von *Corbula Rosthorni Boué* und auf den Schichtflächen kalkiger Zwischenlagen Auswitterungen der Steinkerne von *Corbis Mellingi v. Hau.* antrifft.

In dem besprochenen Abschnitte der Gailthaler Alpen nehmen unter den jüngsten Bildungen glaciale Ablagerungen einen beträchtlichen Flächenraum ein. Vorherrschend sind glaciale Schottermassen, welche insbesondere bei Greifenburg die dem Gebirgsabfall vorgelagerten niederen Stufen überkleiden. In einer nach Osten breiter werdenden Zone lagern solche glaciale Schotter aus der Gegend von Feistritz östlich von Dellach am Nordfusse der Gailthaler Alpen über Amlach, die Gehöfte Eben, Kalch, Gasser und Grafenweger bis zur flachen Wasserscheide beim Kreuzwirth, von wo an sie, unmittelbar anschliessend, in das lange Thal des Weissen Sees und Weissen Baches hinab fortsetzen. Die Verbreitung dieser Schotter über die Wasserscheide gegen den Weissen See deutet den alten Verlauf des Drauthales an. Glaciale Schotter befinden sich aber auch auf höher gelegenen Stufen, wie auf dem Sattel der Pintaer Oeden, auf Ebenberg, am Sattel der Pfarrwiesen und vor Allem auf dem weiten, sumpfigen Boden der Mooswiesen oberhalb Weissbriach. Auch in diesem Gebiete wurde das Vorkommen erratischer, und zwar zumeist krystallinischer Blöcke vielfach beobachtet. Die letzteren steigen bei der Eggeralpe bis zu einer Seehöhe von 1500 *m* an. In den südlich von Greifenburg gelegenen Gräben dominiren grosse Blöcke von Grünschiefer, deren Provenienz schwer festzustellen ist. Fast scheint es, als ob dieselben von Süden, und zwar von den Grünschieferzügen des Gitschthales herstammen würden.

Unter den jüngsten Bildungen haben wir auch hier den Seitengräben vorgelagerte, weit in das Drauthal vorragende und den Lauf des Flusses beeinflussende Schuttkegel zu erwähnen; die bedeutendsten unter ihnen liegen bei Rassnig, Feistritz und Pobersach.

An dieser Stelle soll auch eine aus dem in zellige Rauchwacke (Tuffstein) aufgelösten Hauptdolomit zu Tage tretende, ungewöhnlich mächtige, sogleich für einen industriellen Betrieb in Anspruch genommene Quelle zwischen Bruggen und Weissach bei Greifenburg namhaft gemacht werden.

C. Der krystallinische Rücken zwischen dem Gitsch- und Gailthale.

Das aus krystallinischen Gesteinen bestehende, südliche Fussgestelle der Gailthaler Alpen löst sich östlich vom Reisskofel als selbstständiger, nicht mehr von triadischen Kalkmassen bedeckter

Höhenzug los, welcher im Hohenwarth mit 1658 *m* culminirt und mit dem Guggenberg bei Hermagor endet. Gleichwie seine westliche Fortsetzung im oberen Gailthale und Lessachthale ist auch dieser Abschnitt der krystallinischen Axe des Gailthales derart gefaltet, dass dessen Schichten in der Regel nach Norden einfallen. Unter den diesen niedrigen, fast durchaus bewaldeten Höhenzug aufbauenden Gesteinen konnten von unten nach oben, beziehungsweise von Süden nach Norden nachstehende, der Phyllitgruppe angehörige Typen unterschieden werden.

An der Basis dieser Gruppe treten feste, quarzreiche, plattenförmig brechende, in der Regel rostbraun anwitternde Schiefer auf, welche aus vorherrschenden ebenen oder gefältelten Quarzlamellen und dazwischen aus untergeordneten Glimmerlagen und -Häutchen bestehen. Diese im Allgemeinen flach nach Norden einfallenden, lamellarplattigen Phyllite, in denen sich lagenweise feldspathführende, gneissartige Bänke einschieben, während ihre ganze Masse von Quarzlinsen durchschwärmt wird, bilden den steiler geböschten, südlichen Fuss des Hohenwarthzuges. Sie ziehen von Reissach über Kirchbach, wo der Sausinggraben einen prachtvollen Aufschluss gewährt, über Tresdorf und Waidegg bis unterhalb Jenig, um schliesslich bei Kleinbergl mit nach Osten drehendem Verflächen im Gailthale auszustreichen. Oestlich von Reissach führt dieser Phyllit ein mehrere Meter mächtiges Lager von weissem, blau gebändertem, grobkrystallinischem Kalk, welcher am Abhang mit flach nördlichem Einfallen bis gegen den östlich von Forst herabkommenden Graben streicht Wahrscheinlich bildet dieses Marmorlager ein Aequivalent des krystallinischen Kalkzuges der Ruine Maldenthein bei Hermagor.

Ganz nahe oberhalb bei den Gehöften Unter- und Oberforst wird der Phyllit von einem festen, dunkelgrünen Diorit[1]) gangförmig durchbrochen. Der Gang streicht saiger von Süden nach Norden und durchbricht sonach den flach nach Nordwest einfallenden Phyllit, ohne dass jedoch an den hie und da (NO oberhalb Oberforst) gut aufgeschlossenen Contactstellen Spuren einer Veränderung des durchbrochenen Schiefers bemerklich würden. Nach der Tiefe zu scheint der Gang um ein Stück weit nach Osten verworfen. Eine Kreuzung des Dioritganges mit dem tiefer liegenden Kalklager konnte nicht beobachtet werden.

Die quarzreichen, festen Schiefer von Kirchbach lagern zwischen dem Granatenglimmerschiefer von Manndorf im Liegenden und den typischen Quarzphylliten des Hohenwarthrückens im Hangenden. Ihr lamellarplattiges Gefüge bewirkt, dass sie bei der Verwitterung ein ähnliches Verhalten zur Schau tragen und somit ähnliche Reliefformen bilden, wie der Glimmerschiefer, mit dem sie überdies das Auftreten von Marmorlagern gemein haben. Trotzdem steht ihr Habitus dem der herrschenden Gesteinsarten der Quarzphyllite viel näher, so dass

[1]) Vergl. die Beschreibung dieses Ganggesteines durch L. Milch in dem petrographischen Anhang zu F. Frech: Die karnischen Alpen 1892—94, pag. 188, sowie pag. 194.

ich dieselben in Uebereinstimmung mit der von F. Teller[1]) für das Karawankengebiet vertretenen Auffassung als Bestandtheile der Phyllitgruppe eingereiht habe.

Im Hangenden der besprochenen lamellarplattigen Phyllite folgen milde, in Blättchen zerfallende, grünlichgrau und dunkelgrau bis schwarz gefärbte Phyllite, worin die Lamellen von Quarz zurücktreten, so dass die Hauptmasse des Gesteines aus feinen Glimmer- oder Chloritschüppchen besteht. Im Querbruch fehlt hier sonach die charakteristische ebene oder gefältelte Bänderung, welche durch die Aufeinanderfolge der Quarzlamellen bedingt wird. Statt dessen ist der Quarz in einzelnen grossen Linsen ausgeschieden. Nicht selten treten graphitisch abfärbende, schwarze Phyllite auf (Kreutherhöhe, Guggenberg, Eggerforst). Zumeist beobachtet man eine lebhafte Fältelung der metallisch glänzenden Phyllite.

Südlich unter dem Hohenwarth, insbesondere jedoch auf der Gitschthaler Seite des Rückens oberhalb Lassendorf, dann bei Grünburg und weiterhin entlang der Gössering bis gegen Hermagor treten im Hangenden der Phyllitserie grüne Schiefer auf, deren Entstehung offenbar mit dem Vorkommen eines im Lassendorfergraben beobachteten, lebhaft grünen und dunkel gefleckten, geschieferten Eruptivgesteines mit porphyrisch ausgeschiedenen Krystallen zusammenhängt. Herr Ingenieur Rosiwal, welcher die betreffenden Gesteine näher untersuchen wird, hatte die Güte, mir vorläufig mitzutheilen, dass das Eruptivgestein als ein geschieferter Uralitdiabas bezeichnet werden kann.

Die grünen Schiefer sind dem typischen grauen Quarzphyllit in drei getrennten Zügen eingeschaltet. Ein Zug erstreckt sich aus dem Reisskofelgraben südlich unter dem Hohenwarth bis in die Gegend südlich der Kreutherhöhe. Der zweite Zug beginnt nördlich der Kreutherhöhe und streicht am Nordgehänge des Guggenberges gegen Lassendorf im Gitschthale, übersetzt bei Grünburg die Strasse und zieht sich, ungefähr dem Gitschbach folgend, unterhalb Radnig bis an das östliche Ortsende von Hermagor. Ein dritter, ausserhalb unseres Blattes gelegener Zug läuft über den Riegel von Podlanig, westsüdwestlich von Hermagor. Der letztere fällt aber nach Süden ein und bildet wahrscheinlich den Gegenflügel des Grünschiefers von Grünburg im Gitschthal. Deutlich manifestirt sich aus dem von WNW nach OSO gerichteten Verlauf dieser Züge von grünen Schiefern das Hauptstreichen unseres krystallinischen Rückens.

An jüngsten Bildungen haben wir auf der Südseite des Hohenwarth die dem alten Gailthal entsprechenden glacialen Schotterterrassen am Simonsberg, beim Stattmann und auf Kleinbergl zu erwähnen, während z. B. die höhere Terrasse des Stöfflerberges ob Kirchbach nahezu schotterfrei ist. Glacialschotter erfüllen in grossen Massen den Hintergrund des Sausinggrabens gegen die Möselalpe, während die hohen, zwischen dem Thalgraben und Schneegraben gegen den Reisskofel aufstrebenden Abhänge aus modernem Gehäng-

---

[1]) F. Teller: Erläuterungen zur geolog. Karte der östl. Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steineralpen). Wien 1896, pag. 42.

schutt bestehen. In der Thalsohle finden sich diluviale Schotter und Sande zwischen Tresdorf und Waidegg, auf dem isolirten Hügel von Waidegg und dann unmittelbar östlich von Jenig.

Auf dieser Strecke des Gailthales spielen die Schuttkegel in Folge der geringen Ausdehnung der Seitengräben eine untergeordnete Rolle. Der grösste recente Schuttkegel liegt bei Kirchbach, kleinere Kegel findet man in Waidegg und Jenig.

Die Terrassenschotter der Gitschthaler Nordabdachung unseres Zuges lagern insbesondere auf den sanften Abhängen südlich Weissbriach. Glaciale Thalschotter erfüllen dagegen fast das gesammte Gitschthal von Weissbriach abwärts bis gegen Grünburg, so dass die Alluvionen hier im Gegensatz zum Gailthal nur eine schmale Zone einnehmen. Auf diesen Schottern bauen sich die modernen Schuttkegel von Langwiesen, Wulzentratten und Lassendorf auf.

III. Umgebungen des Weissen Sees.

Der Gebirgsabschnitt, welcher nachstehend besprochen werden soll, bildet die nördliche, gegen das Drauthal, sowie die südliche, gegen das Gitschthal gelegene Begrenzung des Weissen Sees, insoweit der letztere auf dem Blatte Oberdrauburg und Mauthen situirt ist.

Nach der v. Böhm'schen Alpeneintheilung fällt dieses Gebiet, soweit es sich im N des langgestreckten Seebeckens erhebt, der Latschurgruppe zu, während die südlich gegen das Gitschthal aufragenden Kämme der Dobratschgruppe angehören. Nachdem der Dobratsch eine völlig alleinstehende, durch das Kreuth-Bleibergerthal isolirte Bergmasse repräsentirt, hätte vielleicht eine Abtrennung desselben von dem weit grösseren, restlichen Theile der Gruppe besser den natürlichen Verhältnissen entsprochen. In diesem Falle könnte jener grössere, nordwestlich gelegene Theil der „Dobratschgruppe“ v. Böhm's etwa nach dem Spitzegel (2121 *m*) bei Hermagor benannt werden.

A. Der Nockberg- und Hochtrattenkamm.

Wir beginnen mit dem nördlich vom Weissen See gelegenen Kamm, welcher als westlicher Ausläufer des Latschur, von der tief eingesenkten Feldscharte (1279 *m*) über die Plentelitzen, Hochtratten (1652 *m*) und den Nockberg in rein westlicher Richtung hinzieht. Von Norden nach Süden, vom Drauthal bis zum Weissen See, bietet der Durchschnitt des Hochtrattenkammes ein vom Glimmerschiefer bis in den Hauptdolomit emporreichendes Profil (Fig. 8). Durch seine leichte Zugänglichkeit ist insbesondere der durch den Meridian der Feldscharte gezogene Schnitt ausgezeichnet. Auf dem Wege von Fellbach bei Lind im Drauthal über diesen relativ niederen Sattel bis nach Neusach am Weissen See findet man hinreichende Aufschlüsse, um die von Professor E. Suess im ersten Bande des

„Antlitz der Erde“ [1]) treffend charakterisirte Schichtfolge kennen zu lernen. Ich gebe hier meine eigenen Beobachtungen.

I. Schnitt von Fellbach über die Feldscharte bis Neusach am Weissen See.

Südlich oberhalb Fellbach steht grauer und grünlichgrauer Quarzphyllit an, derselbe fällt unter 45 Graden nach Südsüdwest ein und wird nach oben von einen auffallend grün gefärbten, gelbe Quarzlinsen führenden Phyllit abgelöst. Es folgt die mit Glacialschotter bedeckte Terrasse von Lipoldsberg, welche mit den weiter westlich gelegenen Terrassen von Paarweber und Zedlacher die alte Thalsohle der Drau markirt. Westlich vom Lipoldsberg, auf dem gegen Paarweber etwas ansteigenden Waldwege, trifft man eine isolirte Partie von dunkelgrauem Triaskalk (Muschelkalk?) in unmittelbarem Contact mit dem Phyllit. Läge eine Verwerfung vor, so müsste der höher oben durchziehende, rothe Sandstein ebenfalls vorhanden sein, so aber scheint es sich um eine complicirtere, mit Rücksicht auf die dürftigen Aufschlüsse schwer zu enträthselnde Erscheinung zu handeln, nämlich um die Einfaltung einer wohl schon ursprünglich ausserhalb des Verbreitungsbezirkes des Werfener Schiefers zur Ablagerung gelangten Partie von Muschelkalk. Diese Erscheinung erinnert an die von F. Teller beobachteten Einklemmungen von Triaskalken in den krystallinischen Schiefern des Pusterthales (Verhandl., geol R.-A. 1883, Seite 193). Man findet noch oberhalb der Gehöfte Lipoldsberg die grünen Quarzphyllite hier mit hellgrünen, seidenartig glänzenden Schiefern und mit einem dunkelgrünen, wackenartigen Gestein, das vielleicht einem Tuff entspricht und somit eruptiven Ursprunges sein könnte. Nur wenige Meter mächtig, lagert mit steilem Südfallen darüber fester, röthlichgrauer Quarzsandstein, der Grödener Sandstein, auf dem längs der westlichen Thalwand ansteigenden, zur Feldscharte führenden Waldwege aufgeschlossen. Im Hangenden desselben folgt grauer oder bräunlicher, kalkiger, sehr glimmerreicher Schiefer, in abwechselnden Lagen aus dünnen Platten und papierdünnen Schichten bestehend, Werfener Schiefer, nach oben übergehend in gelbe glimmerreiche Plattenkalke mit glimmerreichen Schieferlagen. Darüber blaugraue Plattenkalke mit Crinoidenresten und dann in mächtigen Bänken dunkle, knollige Netzkalke mit Rhyzocorallienplatten und dünnen, gelbgrauen, glimmerreichen Zwischenlagen (ähnlich wie auf dem Kuku, Jukbühel und der Eggeralpe). Es ist der Muschelkalk, aus dem Prof. E. Suess loc. cit. das Vorkommen von *Spirif. fragilis*, *Retzia trigonella* u A. anführt. Die folgenden grauen, dickschichtigen, immer sehr steil nach Süden einfallenden Kalke dürften einem noch höheren Niveau angehören, allein bald tritt längs secundärer Verwerfungen eine Wiederholung ein, wie die rothen, mit Gypsmergel verbundenen Werfener Schichten und die darüber folgenden Rhyzocorallienplatten des Muschelkalkes im Süd-

[1]) Anmerkung 43 auf Seite 358. Ausführlicher und mit Profilen von E. Suess in F. Frech: Die Karnischen Alpen, pag. 149.

osten der Localität Kalkboden deutlich zu erkennen geben. Ueber dem unteren Muschelkalk folgt sodann eine Stufe blaugrauer, zuckerkörniger, dolomitischer, dünnplattiger Kalke, welche unter ca. 70° nach Süden einfallen.

Je weiter gegen das Hangende, desto häufiger schalten sich in den ebenflächigen Plattenkalken dunklere Kalkschiefer ein. Oberhalb der Bachübersetzung stehen schwarze, schiefrige Bänderkalke an, noch höher aber schwarze, ebenflächige Mergelschiefer und Kalkschiefer in grossen klingenden Tafeln, die Wengener Schichten der Amlacheralpe (siehe Seite 330); man trifft einen guten Aufschluss in dem die Wiesen des Sattels nordwestlich begrenzenden, am Waldrande herabziehenden, seichten Graben. Die klingenden Kalkschiefer gleichen völlig dem Aonschiefer der nordöstlichen Voralpen.

Nun folgt auf einer längeren Strecke über die flache Sattelhöhe hinweg eine durch glaciale Schotterbedeckung bedingte Unterbrechung; wie jedoch auf den beiderseitigen Abhängen beobachtet werden kann, streicht hier der lichtgraue, dolomitische Wettersteinkalk durch. Seine oberen, scharf geschichteten Bänke verqueren wir dort, wo der Abstieg zum Weissen See beginnt; der Weg führt über die steil gestellten Schichtenköpfe des dolomitischen Plattenkalkes in die Tiefe. Plötzlich stösst man jedoch auf schwarzen, glimmerreichen, mit braunen oder grünlichen Sandsteinleisten wechselnden Thonschiefer, die Carditaschichten, welche in der nahen westlichen Fortsetzung bei Techendorf und Gatschach fossilführend entwickelt sind. Sie fallen, ebenso wie der unterlagernde Wettersteinkalk und der sie bedeckende, am Fusse des Gebirges hinziehende Hauptdolomit, steil nach Süden ein und bilden ein schmales, hie und da treppenförmig verschobenes Band am Südabhang des Hochtrattenzuges, dessen Fuss, entlang dem Seeufer, aus Hauptdolomit besteht.

2. Profil über die Gajacheralpe und den Hochtratten nach Techendorf.

Die Steilstufe oberhalb des Drauthales bei Gajach bis zur Glacialschotterterrasse von Zedlacher besteht noch ganz aus Quarzphyllit. Oberhalb der Gehöfte Zedlacher beginnt der Grödener Sandstein mit grauen, grobkörnigen, Phyllitgerölle einschliessenden Conglomeraten und Sandsteinen, über denen erst die rothen Sandsteine lagern. Im Muschelkalk beobachtet man wieder dicke Netzkalkbänke mit Mergelschichten, sodann aber eine mächtige Folge dünnschichtiger oder selbst schiefriger, blaugrauer Kalke und Dolomite, welche zumeist nach SSW einfallen.

Bei den Hütten der Gajacheralpe steht ein dunkler, weissgeaderter Dolomit an und in dessen Hangendem oberhalb der Alpe gelb verwitternde, graue, dünnschichtige Mergel der Wengener Schichten. Der lichtgraue, dolomitische, plattige Wettersteinkalk nimmt wieder die Kammhöhe und den höheren Theil des Südabhanges ein, bis man im Abstiege bei einer Quelle die Carditaschichten verquert. Es sind abermals schwarze oder auch grünliche, klein zerfallende Schiefer, Sandsteine mit kohligen Pflanzenresten und der charakteristische gelbe Oolithkalk, welche, von einer localen Störung abgesehen, im

Allgemeinen regelmässig unter den Hauptdolomit von Techendorf steil nach Süden einfallen. In einem dunklen, sandigen, glimmerreichen Kalkschiefer bilden grössere Bivalven eine förmliche Lumachelle; es scheinen zum Theile die Schalen von *Myophoria fissidentata Woehrm.* zu sein, welche das Gestein erfüllen; auch findet man einzelne Abdrücke einer quer gestreiften *Myophoria* in den gelb verwitternden, oolithischen Kalkmergeln.

3. Durchschnitt aus dem Drauthale bei Steinfeld über den Brettergraben und den Nockberg nach Gatschach am Weissen See.

(Vergl. Fig. 8 auf pag. 334.)

Oberhalb der Steinfelder Brücke beginnt die krystallinische Serie mit Glimmerschiefer, welcher ein Marmorlager, offenbar die westliche Fortsetzung des von Fellbach und Lind zusammenhängend über die Goldeckgruppe streichenden Urkalkzuges, einschliesst. Darüber liegt Quarzphyllit, an dessen Basis in einem gegen Gajach zu am Waldrande gelegenen Steinbruch ein grünlicher, sehr quarzreicher Schiefer aufgeschlossen ist.

Dort, wo sich der Brettergraben zu einer wilden, schwer erkletterbaren Felsschlucht verengt, beginnen erst zusammenhängende Aufschlüsse. Ueber dem Quarzphyllit lagert hier in grösserer Mächtigkeit als am Lipoldsberg der rothe Grödener Sandstein mit festen Conglomeratbänken, welche wechsellagernd bis in die obersten, etwas dünnplattigeren Lagen anhalten.

Ohne auf eine Spur von Gesteinen zu treffen, die dem Typus des Werfener Schiefers entsprechen würden, gelangt man dann unmittelbar in dünnschichtige, blaugraue, weissgeäderte, unebenflächige Kalke, hie und da mit Glimmerschuppenhäutchen auf den Schichtflächen, steil nach Süden einfallend. Es ist nicht ausgeschlossen, dass ein tieferer Theil dieser Kalke dem Niveau des Werfener Schiefers angehört. Darüber liegen dicke Platten von dunklem Netzkalk und sodann scharf geplattete, dunkelgraue Kalke mit weissen Adern, wohl dem oberen Muschelkalk angehörig, da im Hangenden derselben auf der Ostseite der Felsklamm (die Westflanke scheint hier um ein Stück verworfen zu sein) die dunklen Kalkschiefer und Mergelschiefer der Wengener Schichten folgen.

Was darüber bis auf die Kammhöhe ansteht, ist ein lichtgrauer, dolomitischer Kalk, Wettersteinkalk, zumeist in dicken Bänken abgesondert, oft aber fast schichtungslos oder so stark dolomitisch, dass das Gestein in einen weissen, sandigen Grus zerfällt.

Auf der Kammhöhe selbst liegen südöstlich vom Nockberg die Carditaschichten, hier typische, gelbe Oolithkalke mit Auswitterungen von Bivalventrümmern, pflanzenführende gelbgraue Sandsteine und die klein zerfallenden schwarzen Schiefer.

Diese Gebilde ziehen unter der Kammlinie westlich bis gegen Tröbelsberg durch eine Reihe secundärer Sättel, welche einzelne nach Süden vorgeschobene Kuppen mit dem Kamme verbinden; in dem Graben östlich oberhalb Tröbelsberg findet man die letzten Aufschlüsse der dunklen Reingrabener Schiefer.

Wir sehen somit, dass der von West nach Ost ziehende Kamm des Nockberges und Hochtratten dem Schichtkopf einer südwärts geneigten Platte von Wettersteinkalk entspricht (Fig. 8), welche auf der Seite des Weissen Sees noch von Carditaschichten und Hauptdolomit bedeckt wird. Dabei zeigt nun der schmale Zug von Carditaschichten einen treppenförmig gebrochenen Verlauf, als ob eine Reihe von Querverschiebungen stattgefunden hätte. So streichen die Carditaschichten von Tröbelsberg bis in den Sattel im Südosten des Nockberges geradlinig von Westen nach Osten. Hier aber scheinen sie plötzlich abgeschnitten und stossen an dem Wettersteinkalk der Kammhöhe ab, scheinbar ohne eine Fortsetzung zu finden.

Um diese Fortsetzung zu treffen, müssten wir unser Profil ein wenig weiter nach Osten legen, dann würde dasselbe wieder einen Schnitt der Carditaschichten ergeben, allein um einen ganzen Kilometer weiter südlich am Waldrande in der Ortschaft Oberndorf. Die südlich einfallenden, dunklen Schiefer und Sandsteine ziehen sich von hier gegen NO schräg über den Abhang empor hinter eine kleine Vorkuppe, schneiden dort jedoch wieder ab, denn wir treffen sie zum zweiten Male oberhalb Gatschach in einer Position, welche keineswegs in der directen Fortsetzung des Oberndorfer Aufschlusses gelegen ist.

Das Vorkommen von Gatschach befindet sich etwa eine Viertelstunde nordwestlich oberhalb der Ortschaft und zwar schon im Walde. Dort, wo die Wiesen am höchsten emporreichen, kommt eine seichte Rinne von Nordosten nach Südwesten herab und hier stehen die Carditaschichten an. Es sind theils dunkelgraue, rostbraun gefleckte Schieferthone mit seidenartig schimmerndem Glimmerbelag, bedeckt mit undeutlichen, wulstigen Pflanzenabdrücken, theils dunkle, aussen bräunlich verwitternde, sandig-glimmerreiche, kalkige Schiefer, welche bankweise in Lumachellen grosser Bivalven übergehen. Unter den letzteren scheint *Myophoria fissidentata Woehrm.* eine Hauptrolle zu spielen.

Wenn die Kalksubstanz durch Auflösung oberflächlich entfernt wurde, bilden sich gelbgraue, sandige, von den Hohldrücken der Fossilien durchschwärmte Gesteine, welche sehr an den rheinischen Spiriferensandstein erinnern. Aus solchen Lagen konnten u. A.

Myophoria inaequicostata Klipst.
" fissidenta v. Woehrm.
Pecten filosus v. Hau.
Lima cf. incurvostriata Gümb.
Ostrea montis caprilis Klipst.

bestimmt werden.

Sandsteine und schwarze, in Blättchen zerfallende Schiefer stehen mit den genannten Gesteinen in Verbindung. Die Carditaschichten ziehen von Gatschach am Südhang des Hochtratten schräg empor, senken sich jedoch weiterhin gegen Neusach wieder herab und begrenzen auf diese Art einen schwach ausgeprägten, aus Hauptdolomit bestehenden Vorsprung des Abhanges. Oberhalb Neusach

fallen sie einmal widersinnig nach Norden ein, im Mühlgraben am Wege zur Feldscharte stellt sich jedoch wieder das normale, steile Südfallen ein. Topographisch in der westlichen Fortsetzung des Zuges erhebt sich die nach Süden vorgeschobene, durch einen Sattel vom Nockberg getrennte Nase der Urschitzhöhe. Thatsächlich finden sich sowohl westlich, als auch östlich unterhalb jenes Sattels dürftige Aufschlüsse schwarzer, glimmeriger Schiefer, welche demselben Niveau angehören. Es sind jedoch nur locale Aufbrüche ohne Zusammenhang weder untereinander (über die Sattelhöhe), noch mit dem Oberndorf-Gatschacher Vorkommen (vergleiche Fig. 8, pag. 334).

Wir befinden uns hier schon in jener breiten Zone von Hauptdolomit, die am südlichen Drauufer von Dellach herabreicht, und welche den nördlichen Gegenflügel des Reisskofels darstellt. Das Einfallen dieser Dolomitzone ist constant südlich. Da dieselbe auf der Grafenwegeralpe (pag. 335) scheinbar von den Carditaschichten bedeckt wird, haben wir sonach im Grossen eine liegende Falte vor uns (Prof. 8).

B. Das Gebirge zwischen dem Weissen See und dem Gitschthal.

Das hier zu besprechende, zwischen dem Weissen See im Norden, dem Gitschthal im Süden, dem Kreuzbergsattel im Westen und der östlichen Blattgrenze gelegene Gebiet bildet die östliche Fortsetzung der Reisskofelgruppe, deren aus Muschelkalk, Wengener Schichten, Wettersteinkalk und Carditaschichten bestehende, unter dem Hauptdolomit hervortretende, antiklinale Aufwölbung zwischen Weissbriach und dem Mooswirth die Kreuzbergstrasse verquert (Fig. 8). Im hinteren Nappitschgraben, östiich von Weissbriach, findet dieser ältere Aufbruch einen natürlichen Abschluss, indem hier am Mittagsnock die überlagernde Kuppel von Hauptdolomit noch vollständig und zusammenhängend erhalten blieb, so dass sämmtliche ältere Glieder nach und nach unter den nächst jüngeren in die Tiefe tauchen. Auf der Karte gestaltet sich dieser östliche Abschluss der zwischen dem Nordwestabhang des Jauken bei Dellach a. Drau und dem Südhang des Mittagnock bei Weissbriach (von WNW nach OSO) verlaufenden, ringsum von Hauptdolomit umgebenen Antiklinale älterer Triassedimente sehr regelmässig, indem sich zunächst die Carditaschichten der Grafenwegeralpe mit jenen von Weissbriach im Nappitschgraben vereinigen, indem ferner das Band von Wettersteinkalk im Norden von Weissbriach mit dem Wettersteinkalk der Grafenwegerhöhe in Verbindung tritt und indem sich schliesslich auch die zwei Züge von Wengener Schichten in dem Graben südlich unter dem Hühnernock vereinigen.

Die Strasse von Weissbriach zum Kreuzbergsattel bietet einige gute Aufschlüsse (vergl. das Profil 8). Im Orte selbst streicht der Riffkalk durch. Auf einem Riegel desselben liegt auch die neue protestantische Kirche.

Darunter kommen bei der Gasser'schen Pappendeckelfabrik, dann bei einer am Moosbach westlich von der Strasse gelegenen Mühle die grünlichgrauen Sandsteine und schwarzen Schiefer der

Carditaschichten durch. Sie streichen längs einer Depression hinter der protestantischen Kirche in den Nappitschgraben, welcher durch einen Riffkalkriegel vom Hauptthale abgetrennt wird, östlich fort. Längs dieser Linie bestehen überall Schürfe auf Blei- und Zinkerze. Im Nappitschgraben stehen die Carditaschichten deutlich entblösst an. Es sind schwarze Schieferthone mit gelb anwitternden Mergelkalkbänken, voller Auswitterungen von *Corbis Mellingi v. Hau.*, *Myophoria sp.* und anderer Bivalven, schwarze Schiefer mit weissen Schalen von *Corbula* (*Astarte*) *Rosthorni Boué*, endlich graue, gebänderte Plattensandsteine mit kohligen Pflanzenabdrücken.

Der in ebenflächigen Bänken und Platten geschichtete, stark bleichende Wettersteinkalk tritt dort zu Tage, wo die Strasse hinter Weissbriach zu steigen beginnt. Die schwarzen Kalkschiefer und Mergel der Wengener Schichten trifft man auf der Höhe des ersten Absatzes; sie streichen unmittelbar aus dem Eingang des Gösseringgrabens herüber. Nun folgen in steiler Stellung die schwarzen Plattenkalke des Muschelkalks. Längs der Strasse selbst werden die weiteren Aufschlüsse auf der Höhe der Mooswiesen durch glaciale und recente Schotter- und Schuttmassen verdeckt; man gelangt auf dem letzten Anstiege zum Kreuzbergsattel unmittelbar in den Gegenflügel von Hauptdolomit, welcher hier nach Süden einfällt.

Wir haben gesehen, dass dieser antiklinale Aufbruch älterer Triasgesteine durch seine Ueberwölbung mit einer vom Mittagsnock bis in die Sohle des Gitschthales herabreichenden Hauptdolomitkuppel östlich von Weissbriach einen natürlichen Abschluss findet.

Allein diese Ueberdeckung hält nur eine kurze Strecke an, denn die älteren Triasgesteine treten schon in dem nächstfolgenden, vom Mittagsnock direct nach Süden abfallenden Graben wieder zu Tage, weil hier ihre Hauptdolomitdecke durch die Erosion entfernt wurde. Sie fallen steil nach Süden ein. Auf dem von St. Lorenzen zur Lorenzeneralpe ansteigenden Wege bewegt man sich zunächst gerade an der Grenze zwischen dem Hauptdolomit und dem Wettersteinkalk, indem nicht nur entlang dieses Weges, sondern auch vor dem Wasserfall unmittelbar hinter der hochliegenden Kirche die schiefrig-sandig-oolithischen Gesteine der Carditaschichten aufgedeckt sind. Höher oben am ersten Rücken verquert man die weissen Platten des Wettersteinkalkes, welche steil nach Süd einschiessen, dann kommt eine Zone mergeliger Kalkschiefer und hinter derselben ein Complex saiger stehender, dickbankiger, wulstiger, graugelber Netzkalke mit glimmerreichen Mergellagen und Rhyzocorallienplatten, zweifellos Muschelkalk. Das ganze südlich einfallende System zieht über den Fuss des Gebirges nach Osten, erst gegen Jadersdorf und dann über den Abhang hinan bis auf die Kammhöhe im Westen des Golzberges. Südlich von Jadersdorf tritt eine Ergänzung des Profiles ein, indem hier noch der einen Vorberg bildende Hauptdolomit hinzukommt. Zwischen dem genannten, oberhalb der ehemals Wodley'schen Fabrik aufragenden Hauptdolomitvorberg und dem Golzabhang (Wettersteinkalk) streichen die Carditaschichten der Möschacheralpe durch. Die letzteren werden durch den von Radnig zum Möschacherschartl aufsteigenden Wege zwischen Punkt 1189 und dem Möschachergraben

wiederholt geschnitten. Es sind zum Theil braun anwitternde Sandsteine in grossen Platten, theils schwarze Schiefer, theils gelbgraue, sandige Kalke, in denen das Vorkommen von *Myophoria fissidentata Woehrm.* und *Ostrea montis caprilis Klipst.* nachgewiesen werden konnte.

Die steilstehende Muschelkalkserie schneidet unterhalb der Lorenzeneralpe plötzlich an saigerem Dolomit ab. Es ist Hauptdolomit und wir stehen hier an einer über ein weites Gebiet hinziehenden Bruchlinie, die sich nach Osten bis gegen Bleiberg verfolgen lässt und welche besonders markant erst in ihrem weiteren östlichen Verlaufe hervortritt, indem längs derselben mitten im Hauptdolomitterrain südlich oberhalb der Bodenalpe und südlich von Tscherniheim ein Aufbruch von rothem Grödener Sandstein erfolgt, in dessen Hangendem nach Süden zunächst der Werfener Schiefer und sodann sämmtliche anderen Glieder der Trias auflagern.

Die Spitzegelgruppe weist aber weiter im Süden noch mehrere derartige Längsbrüche auf, da sich bei dem stets gleich bleibenden südlichen Einfallen in dieser Richtung die Züge von Carditaschichten mehrfach wiederholen. Auf diese Verhältnisse wurde bereits 1872 und 1873 durch E. v. Mojsisovics hingewiesen[1]), welcher für das Gebiet nördlich von Hermagor ausser Längsbrüchen noch Querspalten und horizontale Verschiebungen zur Erklärung der einseitigen Wiederholungen annahm.

Auf dem Wege von St. Lorenzen über die Naggleralpe nach Techendorf am Weissen See gelangt man also knapp unter dem Lorenzener Alpl unvermittelt aus dem saigeren Muschelkalk in — scheinbar darunter — steil nach Süd einfallenden Hauptdolomit, der sich weiterhin senkrecht aufrichtet und unterhalb der Kammhöhe schliesslich nach Norden einfällt. Nachdem auf der jenseitigen Abdachung südliches Einfallen vorherrscht, entspricht die Kammhöhe ungefähr einer Synklinale und wir treffen hier in der That auch rhätische Auflagerungen. Schon oberhalb des Kohlplatzes, noch am Südgehänge, stehen dunkle Schieferthone mit ockergelben Kalkmergelbänken in ähnlicher Ausbildung wie am Gailberg bei Oberdrauburg an. Höher oben gegen die Naggleralpe folgen gelb verwitternde Mergelkalke mit Bivalvendurchschnitten und dunkle, bituminöse Plattenkalke, die den Riegel im Osten der Alphütten aufbauen und an der Grenze gegen den Mergel eine Quelle speisen. In den Mergelkalken fanden sich westlich von den Hütten auf der südlichen Lehne vielfach unbestimmbare Bivalven vom Typus der Anomien, insbesondere eine der *Anomia Héberti Stoppani* nahe stehende Form, sowie mehrere grosse Exemplare von Gastropoden, ferner von *Gervillia inflata Schafh.* und undeutliche, vielleicht auf *Cardita austriaca v. Hau.* zu beziehende, berippte Fragmente; ausserdem sind sehr häufig die Schichtflächen der bräunlichgrauen Schiefer mit Bactryllien bedeckt wie auf der Mukulinalpe.

---

[1]) E. v. Mojsisovics: Ueber die tektonischen Verhältnisse des erzführenden Triasgebirges zwischen Drau und Gail (Bleiberg, Kärnten). Verhandlungen d. geol. R.-A. 1872, pag. 351.

— Das Gebirge südlich bei Lienz (Tirol). Ibid. 1873, pag. 235.

Das Rhät der Naggleralpe reicht westlich bis in den Hintergrund des zum Weissen See absinkenden Mittagsgrabens, wo wieder die schwarzen Schieferthone über dem Hauptdolomit liegen, östlich aber auf einer Terrasse des Abhanges gegen den Oberndorfergraben und die Lokuzenalpe.

Tritt uns auf der Höhe der Naggleralpe eine verhältnissmässig flach lagernde Rhätdecke im Hangenden des Hauptdolomites entgegen, so treffen wir im Abstieg gegen den Weissen See, unweit des Seespiegels, bei der Mühle im Nagglergraben (SO vom Nagglbauer) eine im Dolomit eingefaltete Rhätmulde. Die synklinale Stellung des Hauptdolomites ergibt sich schon in dem westlich benachbarten Mittagsgraben, wo das trockene Wildbachbett treffliche Aufschlüsse geben und wo die schwarzen Stinkschiefer-Zwischenlagen innerhalb des Dolomites eine leichte Orientirung gewähren.

Im unteren Theile des Mittagsgrabens hat man also zuerst Süd-, dann Nordfallen, höher oben stellt sich wieder Südfallen ein, und zwar unter der Rhätmulde der Naggleralpe. In der Mulde des Mittagsgrabens ist der Rhätkern bereits abgetragen: es findet sich nur weiter östlich an der Mündung des Nagglergrabens der oben genannte Rest dieser Synklinale in Form von dunklen, klein zerfallenden Schiefern mit weissen Bivalvenscherben, auf den Schichtflächen mit Bactryllien bedeckt, ausserdem mit ockergelb anwitternden, dünnplattigen Kalken und einem festen quarzitischen Thonschiefer, das Ganze unter circa 20° scheinbar zwischen Dolomit eingelagert. Ich fand hier ausser *Cardita austriaca v. Hau.* einen wohl erhaltenen Fischrest, einen Schneidezahn, welcher wohl mit Plieninger's *Sargodan tomicus*[1]) übereinstimmt. Die mediane Kerbung ist etwas stärker accentuirt, als bei der schwäbischen Bonebedform. *Sargodon tomicus Plien.* wurde bereits mehrfach aus dem alpinen Rhät angeführt, so z. B. von Stoppani aus der Lombardei und von Zugmeyer aus den Kössener Schichten Niederösterreichs.

Wahrscheinlich entspricht dieser Aufschluss im Nagglergraben dem von Prof. E. Suess[2]) südlich vom Weissen See beobachteten, mit dem Fischschiefer von Raibl verglichenen, schwarzen Schiefer mit Resten von Fischen und Krebsen.

Das eben besprochene Gebiet ist reich an glacialen Schotterlagern. Die letzteren bedecken nicht nur die Mooswiesen, sondern auch den nördlichen Abhang des Kreuzbergsattels gegen den Weissen See sowohl, als gegen den Kreuzwirth, wo sie sich mit den grossen Schottermassen vereinigen, welche südlich von Greifenburg die Abhänge am rechten Drauufer bedecken. Diese glacialen Schotter steigen hier bis zu Höhen von circa 1400 *m* an; sie finden sich auf dem Kamm, sowie auf den nördlichen und südlichen Abhängen der Naggleralpe an geschützten Stellen erhalten.

---

[1]) Plieninger: Zähne aus der oberen Grenzbreccie des Keupers bei Degenloch und Steinenbrunn. Württemb. Jahreshefte, III. Jahrg., Stuttgart 1847, pag. 165.

[2]) E. Suess: Antlitz der Erde. I, pag. 358.

Ein typisches, durch das Vorkommen grosser erratischer Blöcke von Gneiss oder Serpentin ergänztes Bild der glacialen Rundhöckerlandschaft bietet die westliche Umgebung des Weissen Sees. Am Rande der sumpfigen Wiesen, in denen sich der hier schilfreiche Seespiegel verliert, treten nämlich überall rundliche Riegel und Höcker aus anstehendem Hauptdolomit zu Tage, während da und dort am Gehänge das Grundmoränenmaterial als Muldenausfüllung erhalten blieb. Auf jeden Fall wird die Erforschung der Geschichte des Weissen Sees und des Zusammenhanges dieses eigenthümlichen Thalsees mit den alten Läufen der Drau zunächst an diese Gegend am westlichen Seeufer anknüpfen und der Thatsache Rechnung tragen müssen, dass die Eismassen des Draugletschers über den Hauptdolomitriegel beim Kreuzwirth hinweggeschoben wurden. Auch wird dabei zu berücksichtigen sein, dass man im Thale des Weissen Sees bisher wohl glaciales Schottermaterial, an keiner Stelle jedoch jüngere Drauschotter nachweisen konnte.

Das betreffende Gebiet ist auch reich an recenten Schuttkegeln, so insbesondere auf der Nordseite, wo am Weissen See der Schotterkegel des Mittagsgrabens von Süden her den See bis auf eine künstlich überbrückte Enge von 180 *m* zugeschüttet hat. Auf der Südabdachung finden sich grössere Schotterkegel bei St. Lorenzen und in Jadersdorf.

Stratigraphische Uebersicht.

I. Krystallinische Schiefer- und Massengesteine.

1. Gneiss.

Lichte, plattige, quarzreiche Zweiglimmergneisse von streifigem Aussehen oder stengeligem Gefüge. Der Glimmer nach ebenen, zerknitterten oder stark welligen Lagen zwischen den körnigen Quarzfeldspathzonen angeordnet, wodurch das plattigschiefrige, streifige oder stengelige Gefüge bedingt wird. Muscowit waltet über den lagenweise in kleinen schwarzen Blättchen eingestreuten Biotit bei Weitem vor. Oberes Lessachthal nördlich von Liesing und Kornat. In etwas höherer Position lagern graue, grobschuppige, knotige Muscowitgneisse mit einzelnen braunen Biotitkrystallen. Manndorf und Wetzmann.

Grober Augengneiss mit grossen Quarzkrystallen und Körnern, die durch grünliche Glimmerschlieren getrennt werden, steht bei Dellach im Gailthale an.

2. Glimmerschiefer.

Typische Granatenglimmerschiefer treten über den Gneissen des oberen Lessachthales auf. Häufiger erscheinen silberfarbene oder hellgelbe Muscowitschiefer mit glänzenden, grossschuppigen Glimmerhäuten zwischen den Quarzlamellen. Manche Varietäten erscheinen durch einen lebhaft smaragdgrünen Glimmer gefärbt.

3. Phyllit.

Die tieferen Lagen dieser Serie bilden bei Kirchbach den unteren Steilabfall des Hohenwartzuges und bestehen aus sehr quarzreichen, lamellar-plattigen Phylliten, in welchen die ebenflächigen oder gefälteten Quarzlagen über den feinschuppigen, trennenden Glimmerzonen dominiren, wodurch ein plattiges Gefüge und ein an Bändergneisse erinnernder, streifiger Querbruch bedingt wird. Innerhalb dieser Gesteine treten sporadisch grössere Quarzlinsen auf. Bei Forst oberhalb Reissach werden sie von Dioritgängen durchbrochen (Seite 337). Unterhalb Forst streicht ein gering mächtiges Marmorlager durch, das wahrscheinlich dem krystallinischen Kalk von Maldenthein bei Hermagor entspricht.

Ueber diesem Stockwerke festerer, mitunter auch feldspathführender und dann gneissartiger Phyllite folgt eine mächtige Serie von grünlichgrauen, bleigrauen oder schwarz gefärbten, mürben, dünnblätterigen Phylliten mit zahlreichen derben Quarzlinsen. Die Quarzlamellen treten zurück und die Hauptmasse der Schiefer besteht aus Glimmer- und Chloritschuppen. In Folge dessen zerfallen diese Gesteine bei der Verwitterung leicht in kleine Blättchen. Nur selten beobachtet man ebenflächig-schiefrige Varietäten; die Hauptmasse ist stark gefältet und zerknittert oder zeigt auf den Schichtflächen eine feine Runzelung. Charakteristisch ist das überaus häufige Auftreten von grossen Quarzlinsen, welche allen Biegungen und Knickungen der schuppigen, glimmerreichen Lagen folgen.

In der Gegend nördlich von Kötschach, dann auf der Höhe und der Nordabdachung des Hohenwarthzuges bildet der Quarzphyllit das herrschende Gestein. In demselben treten bei Kreuth ob Hermagor, am Guggenberg, am Durchspring und im Schwarzenbach bei Weissbriach schwarze, graphitische Schieferlagen auf.

In den Hangendpartien stellen sich zwischen Kirchbach und Weissbriach grüne Gesteine ein, welche nach Herrn Ingenieur Rosiwal's freundlicher Mittheilung zum Theil als geschieferte Eruptivgesteine und zwar als Uralit-Porphyrit, zum Theil als dessen umgeschwemmte, schiefrige Derivate bezeichnet werden müssen.

Innerhalb des Gailthaler krystallinischen Zuges bestand eine Reihe alter Eisensteingruben. R. Canaval[1]) erwähnt unter den auf der Nordseite des Gailthales gelegenen Bauen die folgenden: 1. Auf dem Gailberg, 2. zu Siegelsberg, 3. im Knappenthal nördlich von Dellach, 4. im Dellachergraben bei Dellach, 5. auf der Gurina, 6. auf dem Monselberg (?) unter dem Jauken, 7. auf dem Leiflingerberg, 8. am Reisskofel, 9. zu Sauseng auf der Reisacheralpe, 10. zu Kamerisch, 11. zu Guggenberg bei Hermagor.

Unter den genannten wurden jedoch einige im Triaskalk betrieben, so der am Gailberg und am Reisskofel.

---

[1]) R. Canaval: Notizen über die Eisenstein-Bergbaue Oberkärntens. Zeitschrift „Carinthia", II. Klagenfurt 1891, Nr. 1.

Das Vorkommen am Gailberg wird bereits von dem alten Reisenden Hacquet[1]) als minderwerthig erwähnt.

Von Leifling bei Dellach erwähnt Stur[2]) einen quarzigen, durch weissen und lichtbraunen Glimmer charakterisirten Glimmerschiefer, welcher dünne, kaum einige Zoll mächtige Einlagerungen von verwittertem Spatheisenstein, auf dem einige Zeit lang gebaut wurde, in sich schliesst. Eine weitere Notiz über einen Eisenstein von Mondorf (Manndorf bei Kötschach) findet sich in einer Zusammenstellung von Analysen, welche im k. k. General-Probieramte durchgeführt wurden[3]).

II. Permische Conglomerate und Sandsteine.

1. Verrucano, Quarzporphyr und Grödener Sandstein.

Transgredirend über Quarzphyllit oder Glimmerschiefer lagern zunächst grobe, aus Geröllen des Untergrundes bestehende Conglomerate, welche nach oben in dickbankige Quarzconglomerate übergehen und zugleich eine intensiv rothe Färbung annehmen. Ueber den groben Basallagen, die hier als Verrucano angesprochen werden dürfen, breitet sich an einer Stelle (Puschkrete, N. St. Daniel) eine Lagermasse (wahrscheinlich ein isolirtes Stromende) von Quarzporphyr aus. Darüber folgen grellrothe Sandsteine und Schieferthone, welche nach oben allmälig in dünnschiefrige, sandig-glimmerige Gesteine übergehen.

Der kalkig-dolomitische Horizont des Bellerophonkalkes ist im Gebiete der Gailthaler Alpen nirgends entwickelt.

III. Triadische Bildungen.

1. Werfener Schiefer.

Aus den Hangendlagen des rothen, permischen Sandsteines entwickeln sich allmälig bräunliche, graue, grüne oder violette, sandige Schiefer mit glimmerreichen Schichtflächen, bei Laas mit Steinkernen von *Myacites fassaensis Wissm.*

In dem ganzen Gebiete erreicht der Werfener Schiefer nur eine Mächtigkeit von 10—30 *m.* Nur auf dem Wurzensattel südlich unter dem Reisskofel und im Fellbach oberhalb Lind im Drauthal wurden kalkige Bänke beobachtet. Beide Umstände bedingen einen Contrast gegenüber der mächtigen, kalkreichen Entwicklung des Werfener Schiefers im Süden der karnischen Hauptkette.

---

[1]) Hacquet's mineralogisch-botanische Lustreise von dem Berg Ferglon in Krain zu dem Berg Glockner in Tirol im Jahre 1779 und 1781. Wien 1784, pag. 95.

[2]) Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanst., VII. Wien 1856, pag. 415.

[3]) Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. XIII. Wien 1864, pag. 29.

2. Muschelkalk.

Strichweise besteht dieses Niveau aus grauen, dolomitischen Kalken und Dolomiten, welche keine weitere Gliederung zulassen. In den meisten Gebietstheilen, insbesondere auf dem Kukuberge nördlich von Kötschach und am Nordabhang des Jauken und des Reisskofels, lässt sich jedoch eine weitere Unterabtheilung in zwei Stufen beobachten.

a. Zu unterst dunkelgraue oder schwarze, dünnplattige, weissgeäderte Kalke vom Aussehen des Gutensteinerkalkes; in denselben wurden hier bisher nur Crinoidenreste gefunden.

b. Darüber dickbankige, wulstig-knollige, dunkle Kalke, deren gelblich oder roth anwitternde Oberfläche eine genetzte Zeichnung aufweist. In Verbindung mit denselben kommt am Bärenboden auf dem Jauken ein schwarzer Crinoidenkalk mit *Spirigera trigonella Schloth.*, *Spiriferina fragilis Schloth.*, *Terebratula vulgaris Schloth.* und *Lima cf. striata Schloth.* vor.

Die wulstigen Netzkalke wechsellagern sehr oft (Rautalpe, Kuku, Bärenboden, Amlacheralpe, Pliessalpe und Eggeralpe) mit sandig-glimmerreichen, gelb anwitternden Mergeln, in denen auf der Rautalpe und Eggeralpe *Spirigera trigonella Schloth.*, am Kuku und auf der Eggeralpe *Terebratula vulgaris Schloth.*, am Jukbühel bei Kötschach *Spiriferina Mentzeli Dunk.* und ein fast vollständiges Exemplar von *Encrinus liliiformis Lam.* (mit Stiel, Kelch, Armen und Pinnulae) gesammelt wurden. Auf der Nordabdachung des Jauken- und Reisskofels unterhalb der Amlacher-, Pliess- und Eggeralpe treten noch grobe, graugelbe Quarzsandsteine als Einlagerungen hinzu. Dolomitlagen bilden keine seltene Erscheinung innerhalb der dunkel gefärbten, dünnplattigen Kalke, so insbesondere auf der Nordseite des Jaukengebirges, des Reisskofels und Hochtrattenzuges bei Lind. Unterhalb der Amlacheralpe beobachtet man im Hangenden des Muschelkalkes noch eine Zone von bräunlichem, leicht zerfallendem Dolomit. Dolomitisch ausgebildet erscheint der tiefere Theil des Muschelkalkes am Röthenkreuzsattel und am Pittersberg bei Laas, an der Kreuztratten und im Heugraben bei Dellach im Gailthal, sowie im Graben von St. Daniel.

Auffallend ist die geringe Mächtigkeit des Muschelkalkes auf der südlichen Gailthaler Abdachung und seine starke Entwicklung nördlich des Jauken und Reisskofels.

3. Wengener Schichten.

Schwarze Bänderkalke und Kalkschiefer, oft in papierdünnen Blättern mit dunklem Mergelschiefer wechsellagernd. Mitunter treten in den letzteren (Gösseringbrücke, NW Weissbriach) Bactryllien auf. Ausser kleinen Exemplaren einer nach Dr. A. Bittner's Bestimmung mit *Posidonomya Wengensis Wissm.* übereinstimmenden Muschel konnten in diesem Niveau, das wohl eine ähnliche Stellung einnimmt, wie die Partnachschichten der Nordalpen, leider keinerlei Fossilien aufgefunden werden. Die papierdünnen Kalkschiefer erinnern sehr an

den niederösterreichischen Aonschiefer. Diese Schichtgruppe ist nur auf der nördlichen Abdachung des Gebirges gegen das Drauthal und bei Weissbriach im Gitschthal entwickelt, fehlt dagegen vollständig auf der Südseite des Schatzbühel, Jauken und Reisskofels.

4. Wettersteinkalk.

Lichtgraue, dolomitische Kalke, welche zum Theil sehr deutlich plattig geschichtet sind, zum Theil, und zwar vornehmlich bei einem grösseren Magnesiagehalt, nahezu massig werden, wobei das Gestein in weissen sandigen Grus zerfällt. Ausser Gastropoden, und zwar einer *Pseudomelania Escheri Hörn.* sehr nahe stehenden Form und eines Bruchstückes von *Natica sp* [Block auf der Ostseite des Gailbergsattels] und zahlreichen Exemplaren einer, nach Dr. A. Bittner neuen Art von *Terquemia* [Block auf der Amlacheralpe, südlich Dellach a. Drau] wurden in diesem Niveau nur kleine Megalodontendurchschnitte gefunden. Massiger, dolomitischer Wettersteinkalk tritt auf der Nordseite des Jauken, scharf geschichteter Wettersteinkalk am Kamm des Hochtratten zwischen Drauthal und Weissen See auf.

Die Wettersteinkalkstufe ist auf der südlichen Abdachung des Gebirges gegen das Gailthal, wie bei der Rautalpe und am Jukbühel, nur gering mächtig entwickelt oder gar nicht vertreten [Reisskofel]. Sie erreicht das Maximum ihrer Mächtigkeit dagegen auf der Südseite des Lienzer Hochgebirges, auf der Nordseite des Jauken und im Hochtrattenzuge am Weissen See.

Die Hangendpartien dieses Niveaus bilden, wie in den östlich benachbarten Karawanken [1]), die Hauptlagerstätte jener Bleiglanz-, Zinkblende- und Kohlengalmei-Vorkommen, welche eine charakteristische Erscheinung für die Kalkalpen im Süden des Drauflusses bilden. Die Erze brechen zumeist in den stark dolomitischen, oft breccienartig struirten Gesteinen unterhalb des Daches von schiefrig-sandigen Carditaschichten ein. Zum Theil treten sie lagenweise eingeschichtet auf, zum grösseren Theile bilden jedoch Bleiglanz und Zinkblende, im Verein mit weissem Calcit, die späthigen Ausfüllungen von Längs- und Querklüften, wobei stets in der Richtung gegen die Carditaschichten hin eine Anreicherung zu beobachten ist. Auch sollen die Klüfte erzführend in den hangenden Hauptdolomit fortsetzen. Auf jeden Fall scheint die Erzführung, wie schon seit Langem bekannt und insbesondere durch Lipold nachgewiesen wurde, von der Einschaltung einer schiefrig-sandigen Facies innerhalb der dolomitischen Kalke, nämlich von den Carditaschichten, abzuhängen.

Diese Angaben beziehen sich auf das Vorkommen auf dem Jauken und basiren z. Th. auf den freundlichen Mittheilungen des ehemaligen dortigen Bergverwalters Herrn v. Perscha.

Die Gruben dieses wichtigsten, noch vor wenigen Jahren in Betrieb gestandenen, in Folge des Rückganges der Zinkpreise jedoch

[1]) Vergleiche diesbezügliche Angaben und das Literatur-Verzeichniss in F. Teller's: Erläuterungen zur geol. Karte der östl. Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steineralpen). Wien, 1896, pag. 107—108.

temporär eingestellten Vorkommens befinden sich hauptsächlich am Südabhang der Jaukenhöhe (2236 *m*) ungefähr 2000 *m* über dem Meere, zum Theil jedoch auch auf der nordwestlichen, gegen die Steinerkammern und den Bärenboden gerichteten Abdachung dieses Berges. Nachdem die Umgebung des Jaukengipfels namhafte tektonische Complicationen aufweist, unter anderen, wie es scheint, eine Ueberschiebung von Wetterstein- und Muschelkalk über den flach südlich fallenden Hauptdolomit der Spitze, würde eine eingehende Darstellung dieses Erzvorkommnisses auf dem Jauken umfassende Studien auch in der Grube voraussetzen.

Gewissermaassen im nördlichen Gegenflügel erscheint der alte Blei- und Zinkbergbau am Kulm bei Dellach.

Ausserdem trifft man in Form von Pingen, verbrochenen Stollenmündungen, von alten Halden und Röschen an vielen Stellen die Spuren einstiger Bergbauthätigkeit, so auf dem Plateau der Mussen, am Südabsturz des Sattelnock (Reisskofel) gegen den Hammergraben, im Gösseringgraben, insbesondere aber nördlich bei Weissbriach und im Nappitschgraben des Gitschthales, woselbst heute zahlreiche Schürfe bestehen; dasselbe gilt von der Gegend zwischen Jadersdorf und der Möschacheralpe am Südabhang des Golzberges, sowie von den Abhängen des Spitzegel gegen den Presseckersee.

5. Carditaschichten.

Schwarze Thonschiefer und Schieferthone mit Glimmerschüppchen, in Blättchen oder kleine Griffel zerfallend. Sandige, bräunliche Schiefer mit kohligen Pflanzenresten oder grauer, gebänderter, feinkörniger, dünnplattiger Sandstein. Sandig-kalkige Lumachellen mit Hohldrücken von Bivalven oder gelbgrauer Oolith mit Brachiopoden.

Dort, wo die Mächtigkeit dieser Schichtgruppe bedeutend reducirt erscheint und Thonschiefer, sowie Sandsteine nicht mehr entwickelt sind, bieten die charakteristischen gelben Oolithe, mit *Spiriferina Lipoldi Bittn.* als Leitfosil, den letzten Anhaltspunkt zur Trennung der unteren und oberen Kalkdolomitmasse. Die übrigen Elemente dieser Serie sind in ihrer horizontalen Verbreitung wenig constant; die weiteste Verbreitung kommt den schwarzen Thonschiefern zu, die sie begleitenden, gebänderten Sandsteine fehlen nur längs einzelner Strecken, dagegen konnten die fossilführenden Lumachellen nur entlang dem Weissen See constatirt werden. Fast überall treten die sandigen Schiefer mit Pflanzenresten auf, so nächst der Pirkacheralpe am Hochstadl und bei Pirkach am Ausgang des Pirknergrabens, bei Schloss Stein, auf dem Jauken, bei St. Daniel, auf der Kreuztratten und im Gebiet von Weissbriach. Mitunter wiederholen sich die schwarzen Schiefer und grauen Bändersandsteine der Carditaschichten in mehreren, durch dicke Bänke von weissem dolomitischem Kalk getrennten Lagen [Rosengarten am Hochstadl, in der „Hoss“ N unter dem Jauken].

An Fossilresten aus diesen Schichten konnten bestimmt werden:

Spiriferina Lipoldi Bittn.
Trigonodus rablensis Gredl.
Dimyodon intusstriatum Em.
Gervillia Bouéi v. Hau.
Myophoria inaequicostata Klipst.
Myophoria fissidentata v. Wöhrm.
Ostrea montis caprilis Klipst.
Pecten filosus v. Hau.
Pecten aff. Zitteli v. Wöhrm.
Corbis Mellingi v. Hau.
Lima cf. incurvostriata Gümb.
Anoplodonta spec. aff. recta Gümb.
Posidonomya spec.
Placunopsis fissistriata Winkl.
Corbula Rosthorni Boué.

Durch die grosse Uebereinstimmung in der petrographischen Ausbildung sowohl, als auch im Faunencharakter erscheint die dem nordalpinen Verbreitungsbezirk entlehnte Bezeichnung als Cardita-schichten gerechtfertigt. Es ist seit Langem bekannt, dass in diesem Theile der Südalpen zwei Facieszonen der Raibler Schichten nebeneinanderlaufen, von denen die den Centralalpen benachbarte nördliche, durch das Vorherrschen sandiger Sedimente denselben Charakter küstennah abgesetzter Bildungen zur Schau trägt, wie die Nordtiroler Carditaschichten, während die unmittelbar südlich angrenzende Facies der echten Raibler Schichten schon frei ist von Quarzsand- und Glimmereinlagerungen, welche nur von einem krystallinischen Uferrande herstammen können.

Im Gailthaler Gebiet, wie in den östlich anschliessenden Karawanken[1]) bildet ein weithin von West nach Ost streichender, hier im Gailthaler Abschnitt noch von palaeozoischen Schichten bedeckter Aufbruch krystallinischer Schiefer- und Massengesteine den trennenden Wall zwischen der nördlichen und der südlichen Facieszone.

Die den Gailthaler Alpen eigene Ausbildung der Raibler Schichten harmonirt nicht nur mit der Nordtiroler, sondern auch mit der ähnlichen, niederösterreichischen Entwicklung dieses Niveaus, indem auch hier die Typen des Reingrabener Schiefers und des Lunzersandsteines in petrographisch analoger Form wiederkehren.

Auf die praktisch-bergbauliche Bedeutung der Carditaschichten als Leitfaden für die Constatirung der Blei- und Zinkerzzonen dieser Gegend wurde schon wiederholt hingewiesen.

6. Hauptdolomit.

Die Gesteine dieses Niveaus sind theils dünnschichtige und dann zumeist bituminöse und dunkel gefärbte, theils dickbankige,

---

[1]) Vergl. F. Teller: Die Triasbildungen der Košuta etc. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanst. 1887, pag. 261, 268.
— Erläut. z. geolog. Karte d. östl. Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Wien 1896, pag. 116.

graue Dolomite, theils endlich ungeschichtete, weissgraue, dolomitische Kalke. Die geschichtete Abtheilung entspricht in ihrem petrographischen Charakter der Hauptdolomitfacies, die ungeschichtete dagegen dem obertriadischen Riffkalk Beide Facies gehen allmälig in einander über.

Die reinkalkige Ausbildung des Dachsteinkalkes scheint in diesem Gebiete überhaupt nicht vertreten zu sein, oft dagegen beobachtet man dunkle, bituminöse Dolomite mit schwarzen, bitumenreichen Kalkschieferlagen, welche etwa als ein Analogon der Seefelder Schiefer Nordtirols aufgefasst werden könnten.

7. Rhät.

Ueber den einförmigen Massen des Hauptdolomites folgt ein ziemlich mächtiger Complex von schwarzen, griffelförmig zerfallenden Schieferthonen mit ockergelben Mergelbänken und von blaugrauen bis schwarzen, häufig dolomitischen, bituminösen, dünnplattigen Kalken, aus denen von verschiedenen Stellen rhätische Fossilien vorliegen. Ausser den erwähnten beiden Haupttypen der diese Stufe aufbauenden Gesteine trifft man auch dunkle, knollige Kalke mit Mergelschieferlagen, gelbgrau anwitternde, mergelige Kalke erfüllt von oberflächlich auswitternden Bivalventrümmern, Wechsellagerungen von lichten Dolomitbänken mit blättchenförmig zerfallenden, schwarzen Schiefern, Korallenkalkbänke, braungraue, glimmerige Schiefer, deren Schichtflächen zu Tausenden von den Schalen der *Cyrena rhaetica Leps.* bedeckt werden, bräunliche Mergelschiefer mit Bactryllien, kurz, eine bunte, auf wechselvolle Absatzbedingungen hindeutende Reihe verschiedenartiger schiefriger, mergeliger, kalkiger und selbst dolomitischer Gesteine, bei welchen die thonig-mergeligen in der Regel das Liegende, die kalkig-dolomitischen dagegen das Hangende einzunehmen pflegen.

Als Fossilfundstellen müssen namhaft gemacht werden: Der Riebenkofel und der obere Tscheltschergraben nördlich von Liesing und die Mukulinalpe nördlich von St. Jacob im Lessachthal, der obere Pirknergraben westlich unter der Postalpe, die Ostabdachung der Postalpe, die Pirkneralpe am Hochstadl und die Nagglalpe, sowie der Ausgang des Nagglergrabens südlich vom Weissen See.

Unter den aufgefundenen Fossilien konnten die nachfolgenden bestimmt werden:

Sargodon tomicus Plien.
Terebratula gregaria Suess.
Rhynchonellina Geyeri Bittn.
Ostrea Haidingeriana Em.
Anomia cf. Héberti Stop.
Plicatula intusstriata Em.
Gervillia inflata Schafh.
Avicula contorta Portl.
Cyrena rhaetica Leps.
Cardita austriaca v. Hau.
Pecten sp. aff. Massalongi Stop.
Pecten cf. acuteauritus Schafh.
Bactryllium sp.

8. Jüngere Bildungen.

Unter den jüngeren Bildungen unseres Gebietes nehmen glaciale Ablagerungen sowohl entlang der Thäler, als auch auf höheren Stufen oder in zerstreuten Blockvorkommnissen selbst auf den Kämmen des Gebirges einen nicht unbeträchtlichen Raum ein. An vielen Stellen konnten sowohl Gletscherschliffe, als auch Grundmoränen mit gekritzten Geschieben nachgewiesen werden. Erratische Blöcke wurden auf dem Westkamm des Jauken bis in Höhen von ca. 1700 *m* beobachtet. Auf der Kante des Kalkgebirges trifft man hier grosse Blöcke aus krystallinischen Gesteinen der alpinen Centralzone. Eine auffallende Erscheinung bildet das Vorherrschen von Grünschiefer und Serpentinblöcken in den Gräben am Nordfusse des Reisskofels. Viel ausgedehnter sind geschichtete Glacialschotter, welche die sonnseitigen Culturterrassen des Lessachthales bedecken und weiter abwärts, wo das Gailthal durch breit ausgedehnte Alluvionen eingeebnet wird, auf entsprechend hoch gelegenen Terrassenresten der nördlichen Thalwand erhalten blieben. Auf der Drauthaler Seite nehmen glaciale Schotter zwischen Dellach und dem Weissen See einen breiten Streifen des flach abfallenden Nordgehänges ein und geben uns hier einen wichtigen Anhaltspunkt für die Reconstruction des Thalverlaufes innerhalb der Glacialepoche.

Die höchst gelegenen Schottermassen wurden auf dem Höhenzuge südlich des Weissen Sees angetroffen.

Unter den jüngsten Bildungen stellen die grossen, dem Ausgang aller Seitengräben vorgebauten Schutt- und Schotterkegel eine charakteristische und für die Cultur des Drauthales und Gailthales bedeutungsvolle Erscheinung dar, indem die übrigen, von den Alluvionen der Drau und Gail gebildeten, ebenen Theile der Thalsohle zumeist nur minderwerthige, sumpfige Wiesenböden repräsentiren, welche in hohem Masse der Ueberschwemmungsgefahr ausgesetzt sind.

Uebersicht der tektonischen Verhältnisse.

Der hier behandelte Abschnitt der Gailthaler Alpen repräsentirt ein Faltengebirge[1]), das fast ausschliesslich von Längsstörungen beherrscht und nur ausnahmsweise, und zwar insbesondere gegen den Weissen See und das Gitschthal, von Querbrüchen unterbrochen wird. Schon der krystallinische Untergrund, über dem sich die permischen und triadischen Gebilde transgressiv gelagert aufbauen, lässt eine energische Faltung erkennen. Drei antiklinale Gneisskerne bilden das tiefste Liegende. Sie werden zunächst von Glimmerschiefern umhüllt, während in den Synklinalen noch Quarzphyllit eingefaltet ist. Nach Osten hin sinkt das krystallinische Gebirge tiefer hinab, die Gneisskerne treten nicht mehr an die Ober-

[1]) Auf den ausgezeichneten Faltenbau dieses Gebirges hat zuerst F. Frech hingewiesen: „Die Karnischen Alpen", Halle 1892—94, pag. 134 ff., 459 ff.

fläche, die Verbreitung des Glimmerschiefers ist eine beschränkte, Quarzphyllite dominiren und über denselben treten noch grüne, aus eruptivem Material aufgebaute Schiefer in den Muldenkernen oder als Hangendes auf. Das Streichen des krystallinen Zuges, dessen Faltung mindestens in die Carbonzeit zurückdatirt, ist von WNW nach OSO gerichtet, somit in einer Richtung, welche schon einen Uebergang aus den im angrenzenden Tirol herrschenden W—O-Streichen in das NW—SO-Streichen der krystallinischen Gebirge Ostkärntens anzudeuten scheint. Innerhalb des triadischen, die Ausläufer der Lienzer „Unholden", den Schatzbühel und die Mussen umfassenden Abschnittes sind die Mulden und Sättel zum Theil vollständig erhalten und treten selbst in dem landschaftlichen Bilde deutlich erkennbar zu Tage. Man kann zwischen Lienz im Drauthale und Liesing im Gailthale mehrere Synklinalen und Antiklinalen unterscheiden: Zunächst südlich von Lienz die durch den Rauchkofel einerseits und den Hauptkamm andererseits gebildete, eine Mulde von Rhät und Lias einschliessende erste Synklinale, dann eine über das Rosenköpfel (2618 *m*) streichende, halb verbrochene erste Antiklinale, ferner eine schmale zweite Synklinale im Sattel zwischen Rosenköpfel und Riebenkofel, eine zweite Antiklinale am Riebenkofel und schliesslich noch den Südschenkel einer dritten Synklinale in den nordfallenden Triasschichten von Ladstatt bei Liesing.

Wie sich aus dem Profil Fig. 1 (pag. 302) ergibt, fehlt weiter östlich der Nordschenkel der ersten Synklinale; die erste Antiklinale erscheint im Pirknergraben, wo eine Rhätfalte am Wettersteinkalk abstösst, abermals eingebrochen, jene Rhätfalte aber entspricht der zweiten Synklinale; die zweite Antiklinale wird hier durch die Hangende Wand gebildet und die dritte, bei Ladstatt nur einseitig vorhandene Synklinale zeigt hier noch einen kleinen Kern von Rhät.

Einfacher stellen sich die Verhältnisse am Schatzbühel (Fig. 2, pag. 304), woselbst das ganze Profil in Folge der Erosion des Drauthales bei Nicolsdorf wesentlich schmäler erscheint. Am Bruch, der den Wettersteinkalk bei Pirkach abschneidet, beginnt hier die zweite Synklinale mit der eng zusammengefalteten Rhätmulde der Postalpe, dann folgen am Schatzbühel die zweite Antiklinale und auf der Mussen die dritte Synklinale.

Oestlich vom Gailbergsattel stellen sich steilere Schichtneigungen ein, die Mulden und Sättel sind enger aufeinander gepresst und durch energische Längsverwürfe aneinander verschoben, ausserdem wurde die nördliche Hälfte des triadischen Schichtenmateriales durch die Erosion des Drauthales zum grossen Theile abgetragen. Am Jukbühel (Fig. 4, pag. 318) bemerken wir nur die Synklinale der Schätzenalpe und einen Sattel am Adamskofel. Auf dem Jaukenkamm (Fig. 5 und Fig. 6, pag. 322 und pag. 329) verläuft eine verbrochene Mulde, während über den Nordabhang ein grosser Sattel hinzieht. Die letzterwähnte Antiklinale bildet eine in sich vollständig geschlossene, sattelförmige Aufwölbung, welche von Dellach im Drauthal bis über Weissbriach im Gitschthal reicht. Etwas nach Süden verschoben, kehrt die Synklinale des Jaukenzuges am Reisskofel (Fig. 7, pag. 332)

wieder. Die oben erwähnte, nördlich darauf folgende Antiklinale (Pliessalpe) zeigt bei Ebenberg eine secundäre synkline Biegung.

Im Durchschnitt über den Kreuzbergpass endlich dominirt eine breite, durch den Verlauf des Seespiegels angedeutete, liegende Mulde (Fig. 8, pag. 334), an die sich der oben erwähnte, steil stehende, von Dellach bis Weissbriach reichende Sattel im Süden anschliesst. Der letztere ist am Südabhang des Mittagsnock insoferne vollständig erhalten, als das Dach von Hauptdolomit dort noch nicht abgetragen wurde, so dass sämmtliche älteren Gebilde des Sattels im Nappitschgraben unter demselben untertauchen, um jenseits bei der Lorenzer-Alpe wieder zu Tage zu treten. Noch weiter östlich in den Schnitten quer über den Weissen See complicirt sich die Mulde im Hauptdolomit durch das Auftreten secundärer Faltungen und Brüche, welch' letztere in dem nach Osten immer breiter werdenden Triasgebirge zwischen Hermagor, Paternion und Villach über den ersteren dominiren und eine Anzahl paralleler Schichtenwiederholungen bedingen.

Wir wollen nun jene Störungen verfolgen, welche als die äussersten Consequenzen der faltenden Kräfte nicht nur eine Biegung, sondern eine gegenseitige Verschiebung des Schichtenmateriales bewirkten. Wie schon oben erwähnt und wie nach der ausgezeichneten, von W nach O orientirten Faltung nicht anders zu erwarten, spielen innerhalb der Gailthaler Alpen Längsbrüche die erste Rolle. Auf die Bedeutung jener Störungen für diesen Theil der Südalpen wurde bereits von verschiedenen Seiten hingewiesen. So erkannte F. Teller[1]) einen der von ihm nachgewiesenen Züge eingefalteter, diploporenführender, obertriadischer Kalke des Villgrattenergebirges im Pusterthaler Thonglimmerschiefer als tektonische Fortsetzung des Rauchkofels bei Lienz, d. h. des Nordflügels der oben erwähnten Synklinale, so dass sich die Spuren der gefalteten Gailthaler Trias westlich bis gegen Brunneck verfolgen lassen.

E. v. Mojsisovics[2]) betonte zuerst den durch Längsbrüche begrenzten und auch weiter zerstückelten Bau des Lienzergebirges; E. Suess[3]) hob insbesondere die Störungen hervor, die das Lienzer Kalkgebirge von den altkrystallinischen Schiefern der Tauernkette scheiden und benannte den von Lienz über Oberdrauburg gegen das Gitschthal streichenden Ast derselben als Gitschbruch. F. Frech[4]) führt statt dessen die Bezeichnung Draubruch ein und bezeichnet die westliche Fortsetzung des Gitschbruches als Gailbruch. Insoferne man eine häufig intermittirende Störungslinie mit einem besonderen Namen belegen will, erscheint die Bezeichnung Gailbruch, mit Rücksicht auf den jenem Thale nahezu parallelen Verlauf und im Hinblick

---

[1]) F. Teller: Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereiche der altkrystallinischen Schichtreihe Mittel-Tirols. Verhandl. d. geolog. R.-A. 1883, pag. 193.

[2]) E. v. Mojsisovics: Verhandl. d. geolog. R.-A. 1872, pag. 351 und 1873, pag. 235.

[3]) E. Suess: Das Antlitz der Erde. I. Theil 1885, pag. 340.

[4]) F Frech: Die Karnischen Alpen, Halle 1892—94.

darauf, dass der Gitschbruch nicht in das Drauthal, sondern auf der Südseite des Reisskofels fortsetzt, wirklich entsprechender.

Auch der Draubruch tritt bei näherer Untersuchung lange nicht so markant in die Erscheinung, als dies nach früheren Darstellungen den Anschein hat, da nur auf kurze Strecken die obertriadischen Kalke neben den altkrystallinischen Schiefern stehen. Beim Tristacher See ist das Vorkommen des rothen Sandsteines längst bekannt, bei Simmerlach nächst Oberdrauburg wird der Kalk durch Grödener Sandstein und Werfener Schiefer unterlagert, bei Potschling ist die Grenzregion durch Glacialschotter verdeckt, dafür treten Grödener Sandstein und Werfener Schiefer im Liegenden des Kulm, sowohl beim Glanz als auch hinter Dellach, zu Tage. Weiter thalabwärts ist die Auflagerungsgrenze durch die Draualluvien verhüllt; sie springt dann bei Steinfeld, wo wieder Wettersteinkalk und Glimmerschiefer discordant aneinanderstossen, auf das südliche Drauufer über und von hier zieht der rothe Sandstein continuirlich über Lind und den Nordrücken des Latschur gegen Stockenboj im Weissenbachthale weiter.

Die markanteste Stelle, wo Triaskalk (stark gefaltet) unmittelbar neben dem Glimmerschiefer, von dem er durch eine nahezu senkrechte Bruchfläche getrennt wird, anstehend getroffen wird, befindet sich zwischen Nörsach und Oberdrauburg (Wurmitzgraben), eine Stelle, welche schon Hacquet[1]) aufgefallen ist, indem er vom Rabantkogel bei Oberdrauburg mit den Worten spricht, „dass dieser Kalkberg wie angelehnt schien".

Es wurde schon im beschreibenden Theile hervorgehoben, dass westlich von dem Gehöfte Lipoldsberg bei Lind im Drauthal eine Partie von dunklem Triaskalk unmittelbar auf Quarzphyllit lagernd getroffen wird, ohne dass eine Spur der nahe südlich allerdings nur geringmächtig entwickelten, rothen Sandsteine zu beobachten wäre; vielleicht ist dies eine Erscheinung, welche auf ähnliche Art durch Transgression und nachherige Mitfaltung der höheren Triasglieder erklärt werden könnte, wie dies von Teller (loc. cit. in Verhandl. 1883, pag. 193), hinsichtlich eines Theiles der im Phyllit eingeklemmten Triaskalke des Villgrattener Gebirges, versucht wurde. Bei dem Umstande, dass Grödener Sandstein und Werfener Schiefer in dieser ganzen Region überhaupt nur wenige Meter mächtig sind, liegt die Annahme eines unmittelbaren Uebergreifens der Kalke über den krystallinischen Schiefern ziemlich nahe.

Wir sehen also ungefähr entlang dem Drauthale, und zwar bald am linken, bald am rechten Ufer, die Auflagerungsgrenze der Trias stellenweise verbrochen; erst oberhalb Lienz gegen Abfaltersbach treten energische Störungen zwischen Trias und Quarzphyllit ein und die Gesammtheit aller dieser in einem Zuge liegender Verwürfe mag immerhin als Draubruch bezeichnet werden, wenngleich eine zusammenhängende Verwerfung zwischen Lienz und Dellach nicht besteht und nur in der mangelnden Kenntniss des Vorkommens der rothen Sandsteine und Schiefer angenommen werden konnte [2]).

[1]) Hacquet's Mineralogisch-botanische Lustreise von dem Berg Terglou in Krain zu dem Berge Glockner in Tirol, im Jahre 1779 und 1781. Wien 1784.

[2]) F. Frech: Karnische Alpen, pag. 462.

Südlich vom Drauthal verläuft eine für den Aufbau der Lienzer Berge bedeutsame Störung über den Südfall des Hauptkammes, dann durch den Pirknergraben gegen Flaschberg bei Oberdrauburg. Das Liegende der Hauptdolomitmassen, nämlich der Wettersteinkalk, stösst längs dieser Linie ab an dem südwärts folgenden Rhätfalten, wie dies aus den Profilen Fig. 1 und Fig. 2 ersichtlich ist.

In ähnlicher Position, gewissermaassen als eine durch die Draualluvionen auf eine Strecke maskirte Fortsetzung der bei Flaschberg endigenden Störung des Pirknergrabens, schneidet ab Dellach ein Bruch die aus Carditaschichten und Hauptdolomit bestehenden, beiden Vorhügel, Globois und Pintaer Oeden ab; es ist interessant zu sehen, wie sich diese Störung je weiter nach Osten, desto mehr ausgleicht, so dass im Massgraben südlich bei Greifenburg schon eine normale Lagerung eingetreten ist. Die Figuren 6 und 7 zeigen die gegen Norden abgesunkene Hauptdolomitzone der Vorhügel von Dellach. In der linearen Fortsetzung, aber ohne Zusammenhang mit der Dellacher Linie, hebt bei der Lorenzeralpe eine den Kamm westlich vor dem Golzberge überschneidende und sodann am Nordfuss der Spitzegelgruppe fortstreichende Störung an, längs deren an vielen Stellen der rothe, permische Sandstein an die Oberfläche gelangt (Tscherniheimer Thal).

Wir gelangen nunmehr an eine dritte, dem Südgehänge entlang laufende Störungszone, welche in ihrer Gesammtheit dem Gailbruch von F. Frech entspricht. Diesbezüglich wurde bereits auf die Schwankungen der Sprunghöhe und auf die an einzelnen Stellen erfolgende, vollständige Ausgleichung der Letzteren hingewiesen. Die Gaillinie verläuft ungefähr entlang dem Zuge von Grödener Sandstein, der die Trias von den altkrystallinischen Schiefern trennt. Im oberen Lessachthale bei Luggau und Liesing grenzt das nach Süden, also gegen den krystallinischen Untergrund einfallende Triasgebirge mit seinen rhätischen Hangendschichten, ja nächst dem Tuffbade nach den älteren Aufnahmen selbst mit liasischen, rothen Adnetherkalken unmittelbar an steil stehende Glimmerschiefer und Gneisse, so dass hier der Gailbruch deutlich ausgesprochen erscheint. Weiter östlich, bei der Rautalpe, durch den Röthengraben und bis Laas, fällt aber das ganze Gebirge vom krystallinischen Sockel steil nach Norden ab und es besteht kein Grund zur Annahme einer tiefer greifenden Verwerfung, da sowohl die grauen, aus Glimmerschiefer- und Phyllitgeröllen bestehenden Basalconglomerate des Grödener Sandsteines, als auch die allmäligen Uebergänge des letzteren in die schmale Zone von Werfener Schiefer und in den Muschelkalk die Continuität der transgressiven Serie darthun; dabei mag allerdings streckenweise entlang dieser Linie ein Absitzen der nördlichen Scholle eingetreten sein.

Oestlich vom Gailbergsattel erst stellen sich energische Dislocationen ein. Der breite Muschelkalkzug des Kukuberges spaltet sich nämlich in der Gegend des Blahhauses oberhalb Laas in zwei Aeste, wovon der eine ungestört auf den Jukbühel weiterstreicht, während der südlicher gelegene nach Ostsüdost absplittert und — kaum 4–500 *m* breit — auf eine Strecke von 10 *km* zwischen älteren Schichten bis über Dellach hinabreicht. Das Verhalten dieses

überaus schmalen aber umso längeren Streifens von Triaskalk gegenüber seiner Unterlage ist aus den Profilen in Fig. 4 und 5 (pag. 318 und 322) zu ersehen.

Man entnimmt denselben, dass die triadische Kalkzunge bald einseitig durch einen Bruch (Fig. 4) vom Quarzphyllit abgeschnitten wird, bald sogar zwischen zwei Verwerfungen als echter Graben eingeschlossen und noch dazu überkippt ist (Fig. 5). Dazu sei hier bemerkt, dass die betreffenden Profile in mehreren Gräben blossgelegt erscheinen und etwa nicht nur theoretisch erschlossen wurden.

Innerhalb des durch jene zwei divergirenden Triaszüge eingeschlossenen Winkels treten unterhalb der Triaskalke: Quarzphyllit, Grödener Sandstein und Werfener Schiefer in der auf Fig. 3 und 4 dargestellten, unregelmässigen Weise zu Tage und zwar derart gefaltet, dass hoch oben am Südabhang des Jukbühel nochmals der Quarzphyllit an die Oberfläche gelangt. So erklärt es sich, dass oberhalb Laas zur Linken am Kukuberge nur dunkle Triaskalke, zur Rechten aber nur Grödener Sandstein und Werfener Schiefer anstehen. Die letzteren tauchen nämlich unter dem zu Folge einer tektonischen Wiederholung in scheinbar doppelter Mächtigkeit entwickelten Muschelkalk des Kukuberges hinab, wie man sich in dem westlich von der Strassenkapelle herab kommenden, waldigen Graben überzeugen kann. F. Frech hat zur Erklärung dieser Verhältnisse eine mit dem Plökenbruch in Verbindung gezogene Querstörung angenommen; nach meinem Dafürhalten lässt sich jedoch die scheinbare Querstörung im Gailbergsattel bei Laas auf Längsverwürfe allein zurückführen, und zwar in dem Sinne, dass der südliche Flügel ab Laas nach Osten hin immer tiefer absinkt. Der schmale, theilweise zwischen Quarzphylliten eingekeilte Triaszug Laas-Dellach wäre somit als ein Denudationsrest des südlichen Gegenflügels vom Jukbühel anzusehen, der nur dort noch erhalten blieb, wo er durch tektonische Vorgänge in geschützte Positionen gebracht wurde.

In ähnlicher Weise schneidet höher oben eine zweite Verwerfung den Grödener Sandstein der Dellacheralpe auf dem Jauken vom Hauptdolomit ab und trennt weiterhin den isolirten Kalkzug Kreuztratten-Heugraben von der triadischen Hauptmasse. In der Fortsetzung dieser Dislocation liegt auch die mehrfach besprochene Wiederholung des Grödener Sandsteines und Werfener Schiefers am Wurzensattel südlich unter dem Reisskofel (Fig. 7). Noch höher auf dem Jauken (Profil Fig. 5, pag. 322) stellt sich eine dritte, analoge Störung ein, entlang deren Muschelkalk und Wettersteinkalk über dem Hauptdolomit des Jauken aufgeschoben wurden; die beiden letzterwähnten Dislocationen begrenzen die a. O. verzeichnete, liegende Falte.

Auch diese Störungen treten weiter östlich nach kurzer Unterbrechung nochmals auf. Es gehören hiezu wohl die streifenförmigen, rings isolirten Aufschleppungen von Carditaschichten mitten im Hauptdolomitterrain der Ochsenschluchtalpe zwischen Jauken und Reisskofel. Zur Erklärung dieser tektonischen Erscheinung mag hier auf das Profil durch den Spitzkofel (Fig. 6, pag. 329) hingewiesen werden. Dort, wo die Sprunghöhe einer mitten durch Hauptdolomit laufenden Verwerfung hinreichend gross ist, gelangen die Carditaschichten an

den Tag. Noch weiter östlich lebt der Gailbruch wieder auf, indem das Ostende der Masse des Reisskofels tiefer und tiefer .einsinkt, so dass schliesslich am Ausgange des Mocnikgrabens bei Weissbriach der Riffkalk unmittelbar am Quarzphyllit abstösst (Fig. 8, pag. 334 bei der Bezeichnung: Weissbriach).

Ausser diesen, in zwei randlichen und in einer mittleren Zone verlaufenden Längsstörungen wurden an mehreren Stellen auch solche Dislocationen beobachtet, welche als Querstörungen bezeichnet werden können.

In erster Linie sei hier auf die merkwürdige Thatsache hingewiesen, dass im Meridian des Sattels zwischen Jauken und Reisskofel eine Verschiebung besteht, wobei der östliche Flügel etwa um einen Kilometer nach Norden verschoben zu sein scheint Man bemerkt diese Erscheinungen an den Carditaschichten des Finsterthales und an jenen der Ochsenschluchtalpe, an den die Ochsenschlucht verquerenden Gesteinszügen und schliesslich auch am Rande des Drauthales bei Ebenberg, somit auf einer Strecke von mindestens 7 *km*.

Aehnliche Verschiebungen zeigt der den Weissen See vom Drauthale trennende Hochtrattenzug (bei Steinfeld), dessen Kamm aus steil südlich einfallendem Wettersteinkalk und dessen Südfuss aus Hauptdolomit besteht, während über die Abhänge ein Zug von Carditaschichten hinstreicht. Der Verlauf der Carditaschichten entspricht nun keineswegs der Combination von Streichen, Einfallswinkel und Oberflächenrelief, sondern bildet bei constant westöstlicher Streichungsrichtung eine treppenförmig gebrochene Linie.

Verfolgt man den Zug der Carditaschichten eine Strecke weit nach Ost, so zeigen sich dieselben immer wieder vom Wettersteinkalk abgeschnitten und die Fortsetzung um ein beträchtliches Stück nach Süden verschoben, wobei diese Erscheinung auch auf der Nordseite (Brettergraben), innerhalb der älteren Triasglieder zu beobachten ist. Derartige Verwerfungen brauchen indess nicht überall als das Product horizontaler Verschiebungen aufgefasst zu werden, nachdem dieselben auch dadurch zu Stande kommen, dass längs eines Querbruches der eine Flügel einen steileren Einfallswinkel annimmt, wodurch in der Horizontalprojection eine Verschiebung eintritt.

In noch auffallenderer Weise wiederholen sich die Verschiebungen und dadurch bewirkten scheinbaren Wiederholungen der Carditaschichten weiter gegen Südosten im Massiv des Golzberges und Spitzegels, wo sie schon seinerzeit durch E. v. Mojsisovics[1]) beobachtet wurden. Nachdem die Carditaschichten dieses Gebietes wegen des Auftretens von Blei- und Zinkerzen praktisches Interesse in Anspruch nehmen dürfen, hat die Verfolgung und genaue Feststellung jener Störungen eine grosse Bedeutung für den Montanistiker.

Die Gesammtheit der die tektonischen Verhältnisse unseres Gebietes charakterisirenden Erscheinungen zusammenfassend, müssen

[1]) Ueber die tektonischen Verhältnisse des erzführenden Triasgebirges zwischen Drau und Gail (Bleiberg, Kärnten). Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanst. 1872, pag. 351.

wir die Gailthaler Alpen als ein westöstlich orientirtes, von Längsbrüchen durchzogenes Faltengebirge bezeichnen, dessen Synklinalen und Antiklinalen im westlichen Abschnitt und im Gebiete des Weissen Sees ziemlich offene sind, während dieselben im Jauken- und Reisskofeldistrict enger aufeinander gepresst und dabei steil aufgerichtet wurden, wobei innerhalb der zumeist isoklinen, nach Süden einfallenden Mulden und theilweise abgetragenen Sättel die Tendenz einer von Süden nach Norden gerichteten Faltung wahrzunehmen ist.

Die von F. Teller entdeckten Einfaltungen diploporenführender Triaskalke in den altkrystallinischen Schiefern des Villgrattener Gebirges nördlich vom Pusterthal bilden die letzten, wurzelförmig eingeklemmten Reste der heute schon abgetragenen, einstigen Fortsetzung unseres Triasmassivs nach Westen.

Im Hinblicke darauf, dass die Triassedimente der Gailthaler Alpen schon ursprünglich auf einem hochgradig gefalteten, altkrystallinischen Untergrunde abgelagert wurden und der letztere alle späteren Störungen, die wir in den Triasbildungen beobachten können, wieder mitgemacht haben muss, dürfen die tektonischen Complicationen innerhalb des Villgrattener Gebirges keineswegs überraschen. Die im Phyllit eingefalteten Diploporenkalke dieser Region geben uns, wie Teller hervorhob, ein Bild von dem Ausmasse der Störungen, denen die alpine Centralzone unterworfen war.

Oestlich von Sillian aber blieben die Triassedimente in grösserer Masse vor der Abtragung bewahrt und treten uns hier im grossen Ganzen als eine in secundäre Mulden und Sättel zusammengeschobene, synklinale Auflagerung entgegen, welche in der Fortsetzung der Judicarienlinie durch Längsstörungen noch weiter zerschnitten wurde.

Inhalts - Verzeichniss.

	Seite	
Beschreibender Theil	298	[4]
I. Die Gruppe des Schatzbühel	298	[4]
II. Die Reisskofelgruppe	313	[19]
A. Südabhang des Jauken und Reisskofels	314	[20]
B. Nordabhang des Jauken und Reisskofels	324	[30]
1. Profil durch die Jaukenhöhe und den Bärenboden bis Stein im Drauthale	325	[31]
2. Profil über den Globois und die Amlacheralpe zum Spitzkofel	328	[34]
3. Profil von Amlach im Drauthal über die Pliessalpe auf den Reisskofel	331	[37]
4. Profil von Bruggen über den Massgraben und Gösseringgraben auf den Sattelnock	333	[39]
C. Der krystallinische Rücken zwischen dem Gitsch- und Gailthale	336	[42]
III. Umgebungen des Weissen Sees	339	[45]
A. Der Nockberg und Hochtrattenkamm	339	[45]
1. Schnitt von Fellbach über die Feldscharte bis Neusach am Weissen See	340	[46]
2. Profil über die Gajacheralpe und den Hochtratten nach Techendorf	341	[47]
3. Durchschnitt aus dem Drauthale bei Steinfeld über den Brettergraben und den Nockberg nach Gatschach am Weissen See	342	[48]
B. Das Gebirge zwischen dem Weissen See und dem Gitschthal	344	[50]
Stratigraphische Uebersicht	348	[54]
I. Krystallinische Schiefer- und Massengesteine	348	[54]
1. Gneiss	348	[54]
2. Glimmerschiefer	348	[54]
3. Phyllit	349	[55]
II. Permische Conglomerate und Sandsteine	350	[56]
1. Verrucano, Quarzporphyr und Grödener Sandstein	350	[56]
III. Triadische Bildungen	350	[56]
1. Werfener Schiefer	350	[56]
2. Muschelkalk	351	[57]
3. Wengener Schichten	351	[57]
4. Wettersteinkalk	352	[58]
5. Carditaschichten	353	[59]
6. Hauptdolomit	354	[60]
7. Rhät	355	[61]
8. Jüngere Bildungen	356	[62]
Uebersicht der tektonischen Verhältnisse	356	[62]

Die Carbonflora des Steinacherjoches.

Von Dr. Fritz v. Kerner.

Mit 3 lithogr. Tafeln (Nr. VIII—X).

Beschreibung der fossilführenden Ablagerung.

Ausdehnung der die Pflanzenschiefer einschliessenden Conglomeratablagerung.

Die carbonischen Pflanzenreste des Steinacherjoches finden sich in Anthracitschiefern, die einem Conglomerat- und Sandsteincomplexe eingelagert sind, welcher auf quarzreichen, von Eisendolomitzügen durchsetzten Phylliten aufruht und zum Theile von solchen wieder bedeckt wird. Eine genaue Feststellung der Topographie dieser Conglomerat- und Sandsteinablagerung wird durch die reiche Vegetationsbedeckung des Gebirges sehr erschwert. Das Gebiet, innerhalb dessen in den Aufschlüssen vorzugsweise Conglomerate und Sandsteine zu Tage treten, hat die Gestalt eines breiten, S-förmigen Bandes, das in westöstlicher Richtung quer über das Gebirgsterrain zwischen dem Gschnitzthale und Obernbergthale hinwegzieht. Den Wasser scheidenden Kamm überquert es zwischen dessen letzter und vorletzter Kuppe und reicht beiderseits ungefähr gleich weit an den Gehängen hinab. Eine deutlich sichtbare Unterbrechung der Continuität dieses Bandes durch einen Eisendolomit- und Phyllitzug ist im obersten Val Mariz vorhanden.

Die Umgrenzungslinie der westlich von dieser Stelle befindlichen Conglomerataufschlüsse zieht vom Nordfusse des dem Eggerjoche (2291 *m*) im NW vorgelagerten Felskopfes (2227 *m*) zunächst eine Strecke weit am Gehänge hinab, biegt dann unweit der Baumgrenze gegen Westen um und wendet sich hierauf in der Nähe zweier kleiner Wassertümpel zu dem vom genannten Felskopfe in nordwestlicher Richtung herabkommenden Rücken hinauf. Nach Ueberschreitung desselben senkt sie sich in das Val Zam hinab, überquert dasselbe bei den Cascaden zwischen der ersten und zweiten Thalstufe, um auf die Höhe des vom Leitenjoche ausgehenden Grates zu gelangen. Nachdem sie von da in das Val Truna hinabgestiegen, dessen Bach nicht weit ober der Holzgrenze von ihr überschritten wird, zieht sie noch eine Strecke weit auf der Westseite desselben

hinan. Alsdann biegt sich die Grenzlinie zurück und steigt nach zweiter, tiefer unten erfolgender Traversirung des vorgenannten Grates in weitem Bogen über die Abhänge südlich von Trins zum Nordgrate des Eggerjoches empor, worauf sie diesem Grate längs seiner Ostseite bergaufwärts folgend, wieder die hier als Ausgangspunkt gewählte Stelle erreicht.

Die Umgrenzungslinie der östlich von der vorerwähnten Unterbrechungsstelle vorhandenen Conglomerataufschlüsse zieht aus dem obersten Val Mariz in einem gegen W geöffneten Bogen um die Ostseite des Eggerjoches herum auf dessen Südabdachung hinüber und biegt sich daselbst — nicht mehr weit vom Sattel zwischen Egger- und Leitenjoch entfernt — gegen Osten zurück, um zu der Ursprungsstelle des bei Gries mündenden Grabens hinabzugelangen. Weiterhin folgt sie eine Strecke weit diesem Graben, tritt sodann auf das Terrain im Süden desselben hinüber und wendet sich hierauf westlich von Gries wieder gegen Norden zurück, wobei sie den vorerwähnten Graben nahe oberhalb der Terrasse von Nösslach überquert. Alsdann steigt sie, gegen W umbiegend, über die Ostabhänge des Nösslacherjoches zu dem zwischen diesem und dem Eggerjoche befindlichen Sattel hinan, nach dessen Ueberschreitung sie beim Abstiege in das Val Mariz zu der hier als Ausgangspunkt gewählten Stelle zurückkehrt.

Wo die Conglomerate und Sandsteine im Bereiche des vegetationsbedeckten Gebirgsterrains zu Tage treten, bilden sie in der Mehrzahl der Fälle grössere oder kleinere Blockwerke, minder häufig anstehende Felsmassen. Die bedeutendsten Conglomeratfelswände befinden sich am Westabfalle der mit vier Steindauben gekrönten Kuppe (2143 *m*), welche sich im Nordgrate des Eggerjoches, unterhalb des früher genannten Vorkopfes (2227 *m*), erhebt. Kleinere Conglomerat- und Sandsteinfelsmassen treten am Ostabhange des mittleren Val Zam und unterhalb der Dolomitklippen auf der Südostseite des Eggerjoches zu Tage, dann noch an einigen weiter ostwärts gelegenen Punkten. Von den zahlreichen Conglomeratblockwerken ist jenes das umfangreichste, welches den Ostabhang des Val Zam im Uebergangsbereiche des muldenförmigen in den schluchtartigen Thalabschnitt in weitem Umkreise bedeckt und auf einen vor sehr langer Zeit stattgehabten gewaltigen Bergsturz weist. Sehr mächtig sind ferner die Trümmerhalden am Fusse der Conglomeratwände unter der Daubenkuppe.

Beschaffenheit des Conglomerates.

Das carbonische Conglomerat des Steinacherjoches besteht zum weitaus überwiegenden Theile aus Quarz, welcher meist rein weiss und etwas durchscheinend, bisweilen mehr schmutzigweiss gefärbt ist. Von anderen, stets nur vereinzelt inmitten massenhafter Quarzfragmente erscheinenden und oft stark verwitterten Einschlüssen beobachtet man verschiedene graue und grünliche, zum Theile glimmerreiche und zuweilen eisenschüssige Schiefergesteine und einen schwarzen Kalk. Gesteine, die mit Ausnahme des letztgenannten in den archäischen und palaeozoischen Schiefergebieten in der Umgebung des

Conglomeratlagers vorkommen. Ein schwarzer Kalkstein ist dagegen aus der näheren Umgebung des Steinacherjoches nicht bekannt. Andererseits sind die in nächster Nähe des Conglomerates auftretenden lichten, dolomitischen Kalke in diesem nicht vertreten. Vielverbreitet sind grobe, aus kleinsten Quarzkörnchen bestehende Sandsteine und auch Gesteine von porphyroidem Habitus, welche in einer feinkörnigen Grundmasse mehr oder minder zahlreiche, grössere Stücke enthalten. Weniger häufig erscheinen am Steinacherjoche grobe Quarzconglomerate, deren Bestandtheile alle mindestens Haselnuss- bis Wallnussgrösse besitzen. Zwischen diesen Ausbildungsweisen kommen mannigfache Uebergänge vor, welche aber nicht auch stets die Bedeutung räumlicher Zwischenglieder haben. Gleichmässig abgerundete Kiesel sind im Allgemeinen selten und Fragmente mit unvollkommen abgeschliffenen Ecken und Kanten dominirend. Die schiefrigen Einschlüsse erscheinen zuweilen etwas abgerundet, manchmal noch splitterförmig, die schwarzen Kalksteinfragmente sind stets eckig, was darauf hinweist, dass dieselben nicht aus grosser Entfernung herbeigeführt worden sein können, und dass in obercarbonischer Zeit in dem in Rede stehenden Gebiete eine längst verschwundene altpalaeozoische Kalkablagerung vorhanden war. Das Bindemittel der Fragmente ist vorzugsweise Quarz, manchmal vermengt mit Glimmer, welcher an Stellen, wo das im Allgemeinen sehr feste Conglomerat eine oberflächliche Lockerung zeigt, den aus ihrem Zusammenhange losgelösten Kieseln als ein theilweiser Ueberzug anhaftet. Von den bei der Zersetzung dieses Glimmers sich bildenden Eisenhydraten sind die Quarzknollen bisweilen rostroth gefärbt. In seltenen Fällen gewinnt der Glimmer im Bindemittel so sehr die Oberhand, dass dasselbe einen schiefrigen Charakter annimmt, Fälle, in welchen es dann meist auch über die Quarzeinschlüsse an Masse überwiegt. Es ist dies eine und zwar seltenere von den Formen, unter welchen sich der Uebergang der Conglomerate in die umgebenden Phyllite vollzieht; häufiger erscheinen an der Grenze beider Gesteine eigenthümliche Grauwackenschiefer und quarzreiche Arkosen. Quarz erscheint nicht nur als Bindemittel der Geschiebestücke, sondern auch als Ausfüllung der Sprünge und Klüfte in den Sandsteinen. Die Conglomeratblöcke sind häufig mit gelben und schwarzen Flechten überzogen, welche ihnen, von Ferne gesehen, einen grünlichen Farbenton verleihen, der gegen das Orangeroth der Eisendolomitklippen und gegen das Blaugrau der Phyllitfelsen lebhaft absticht, ein Contrast, der durch die Verschiedenheit des Reliefs der genannten drei Gesteine noch erhöht, abwechslungsreiche landschaftliche Detailbilder hervorbringt, welche für die das Terrain im Grossen beherrschende Monotonie einen theilweisen Ersatz bieten.

Vertheilung der Schiefereinschlüsse.

Die Anthracitschiefer erscheinen innerhalb der Conglomerate und Sandsteine an zahlreichen Orten. Manche dieser Vorkommnisse beschränken sich auf dünne Zwischenlagen in Sandsteinschiefer, andere stellen kleine Halden dar, in denen aus dem oberflächlichen Schutte

dort und da anstehender Fels hervortritt. Inwieweit man es hier mit den Schichtköpfen von auf grössere Erstreckung fortziehenden Bänken zu thun hat, lässt sich wegen der sehr reichen Vegetationsbedeckung des Gebirgsterrains nicht ermitteln. Zum Theile erscheinen die Schieferlager allerdings in Reihen angeordnet, doch dürfte es sich da zum Theile nicht um ein wiederholtes Aufgeschlossensein derselben Bänke, sondern um ein Nebeneinandervorkommen von Schieferlinsen handeln.

Die Schiefereinschlüsse auf der dem Gschnitzthale zugewendeten Seite des Bergkammes theilen sich in zwei Gruppen, in solche Einlagerungen, die nahe der oberen Conglomeratgrenze erscheinen und ziemlich fossilreich sind, und in solche, die längs der unteren Grenze der Conglomerate hinziehen und sehr spärliche Pflanzenreste enthalten. Von den ersteren ist zunächst jene Schieferhalde erwähnenswerth, welche sich auf der Westseite des von der Daubenkuppe (2143 *m*) gegen das Gschnitzthal hinabziehenden Rückens gleich unterhalb jener Stelle befindet, wo über den genannten Rücken die Grenze der Conglomerate verläuft. Auf der einen Seite wird diese Halde von Eisendolomitfelsen begrenzt, welche das obere Ende eines Riffes bilden, der dem genannten Rücken von der Conglomeratgrenze bergabwärts folgt; auf der anderen Seite stösst sie an die mächtigen Conglomeratblockwerke, welche sich über die Nordwestabhänge der Daubenkuppe erstrecken. Diese von mir im Herbste 1895 aufgefundene Localität hat sich bei ihrer ersten und bei der im vorigen Herbste wiederholten, genauen Durchsuchung als ziemlich fossilreich erwiesen. Bemerkenswerth ist hier das Vorkommen von Lepidodendronresten (Zweigfragmente, vegetative Blätter und Zapfenschuppen), welche am Steinacherjoche zu den Seltenheiten gehören. Ziemlich häufig sind Calamitenreste, wogegen Farne verhältnissmässig weniger zahlreich erscheinen und Sphenophyllen noch nicht beobachtet wurden. Westlich von den vorgenannten grossen Blockwerken gelangt man zu einem zweiten Schiefervorkommniss, dass sich indessen auf einige geringfügige Einlagerungen von Schieferplatten in Sandsteinfelsen beschränkt und keine besonders reiche, vorzugsweise aus Farnabdrücken bestehende Ausbeute geliefert hat. Ein grösseres Lager von Anthracitschiefern befindet sich weiter im Westen nahe der Stelle, wo die obere Grenze der Conglomerate den Grat überquert, der vom Vorkopfe des Eggerjoches gegen das Gschnitzthal in nordwestlicher Richtung hinabzieht. Dieses Schieferlager breitet sich auf einem durch diesen Grat im Westen begrenzten Abhange aus, welcher sich unterhalb einer am Nordfusse des genannten Vorkopfes (2227 *m*) gelegenen Mulde hinzieht. Es erscheint durch ein Blockwerk von Conglomerat in zwei getrennte Halden getheilt, von denen die westliche die fossilreichere ist. Diese Localität wurde von mir im Herbste 1896 aufgefunden und hat bei ihrer ersten genauen Durchmusterung eine mässig reiche Ausbeute an Pflanzenresten geliefert. Neben Calamiten und Farnresten, unter denen sich ein schön erhaltenes Wedelfragment von *Pecopteris polymorpha Bgt.* befindet, kamen ein hübscher Abdruck von *Annularia longifolia* und eine *Bruckmannia*-Aehre zum Vorscheine.

Von den längs der unteren Grenzlinie der Conglomeratvorkommnisse auf der Südseite des Gschnitzthales auftretenden Schiefereinschlüssen befindet sich einer am Ostgehänge des Val Zam etwas oberhalb des dortselbst in weitem Umkreise das Terrain bedeckenden Glacialerraticums. Das Hervortreten von Quellen im Bereiche der lockeren, blätterigen Schiefer bedingte dort das Entstehen eines von tiefen Furchen durchzogenen Aufrisses am Gehänge.

Zwei weitere schon von Pichler erwähnte Vorkommnisse von Kohlenschiefern befinden sich nahe den Punkten, wo die untere Grenzlinie der Conglomerate von den das Val Zam und das Val Truna durchfliessenden Bächen gekreuzt wird. Im Val Zam ist ein kohliger Schiefer an der Stelle aufgeschlossen, wo der nach anfänglicher Steilheit ziemlich horizontal verlaufende Pfad am Fusse des bei früherer Gelegenheit erwähnten grossen Bergsturzes wieder stärker anzusteigen beginnt. Im Val Truna passirt man auf der kurzen Strecke, wo der Saumpfad an der unteren Grenze der Alpenwiesen quer zur Thalrichtung verläuft, zunächst Eisendolomit und Phyllitschutt, dann ein Blockfeld von Quarzconglomerat mit einer Einlagerung von Anthracitschiefern, hierauf wieder Phyllit und endlich nochmals Kohlenschiefer als Einschluss in Bänken von grobem Sandstein. Die palaeontologische Ausbeute, welche in diesen tiefgelegenen Localitäten bei allerdings nur kurzdauerndem Suchen von mir gemacht wurde, beschränkte sich auf etliche Stengelfragmente, von denen einige mit Sicherheit als von Calamiten herrührend erkannt wurden.

Die im Bereiche der Kammregion des Gebirgszuges auftretenden Schiefereinschlüsse gruppiren sich in einem weiten Halbkreise um die Ostseite des Eggerjoches (2291 *m*). Ein ziemlich geringfügiges Vorkommniss von Pflanzenschiefern befindet sich inmitten der Conglomerattrümmerhalden, welche die unteren Nordostabhänge des Eggerjoches überziehen. Bei meinem vor zwei Jahren erfolgten Besuche dieser Oertlichkeit wurden Bruchstücke von Calamiten und Alethopteriden gefunden. Weiter südöstlich breitet sich auf dem das Eggerjoch mit dem Nösslacherjoche (2227 *m*) verbindenden Rücken (2180 *m*) ein Schieferlager aus, dass drei nahe bei einander gelegene Halden umfasst. Eine derselben liegt nahe der tiefsten Einsattlung zwischen den genannten Bergkuppen in dem die Wasserscheide zwischen Val Mariz, beziehungsweise Gschnitz und Obernberg markirenden Terrain, die zweite befindet sich ein wenig höher auf einem mehr gegen Val Mariz zu gelegenen Hügelwall, die dritte etwas tiefer auf einem in das eben genannte Hochthal hinabziehenden, kleinen Rücken. Diese von Pichler entdeckte und lange bekannte Localität, der sogenannte Hauptfundort, kann als fossilreich bezeichnet werden. Besonders die zweitgenannte der drei Schieferhalden birgt zahlreiche, zum Theile ziemlich gut erhaltene Wedelreste von *Alethopteris aquilina* und *Defrancii Bgt.* und *Pecopteris arborescens Bgt.* An der tiefer gelegenen Fundstelle sind Stigmarien und der Sandsteinkern einer *Sigillaria* zum Vorscheine gekommen.

Nicht weit südostwärts von dieser Localität, welche vom Gipfelpunkte des Eggerjoches gegen ONO gelegen ist, befindet sich eine andere im OSO dieses Punktes. Sie umfasst eine kleine Schieferhalde,

welche zwischen einer aus dem sanften Gehänge vortretenden Conglomeratfelsmasse und zwischen der höchstgelegenen, der unterhalb der Dolomitklippen auf der Südostseite des Eggerjoches entspringenden Quellen gelegen ist und mehrere geringfügige Schiefervorkommnisse im Westen der eben genannten Quelle.

Diese wohl auch schon lange bekannte und gleichfalls reichhaltige Localität ist durch relativ häufiges Erscheinen von Sphenophyllen bemerkenswerth. Von Farnen zeigen sich hier besonders *Alethopteris Serlii* und *A. lonchitica Bgt. sp.*, *Goniopteris longifolia Bgt. sp.* und *Neuropteris acutifolia Bgt.*, wogegen Calamitenreste hier an Menge zurücktreten.

Auf den dem Obernbergthal zugewendeten Abhängen des Bergkammes sind zwei Schieferlager vorhanden, in denen die Zerfallsproducte der daselbst besonders stark vertretenen glimmerarmen und an kohligen Substanzen reichen Varietäten des Schiefers als schwarze Farberde ausgebeutet werden. Das obere dieser Schieferlager befindet sich auf dem von zahlreichen kleinen Gräben durchzogenen Südostgehänge des Nösslacherjoches und ist an mehreren von einander durch Vegetation getrennten Punkten aufgeschlossen. Das untere liegt bedeutend tiefer im Bereiche der obersten, über die Waldgrenze hinaufsteigenden, zerstreuten Lärchenbäume und ist gegenwärtig der Hauptplatz für die Gewinnung des vorerwähnten erdigkohligen Productes, welches einer Anzahl nahe beisammen liegender Gruben entnommen wird. Auch diese Localitäten sind reich an pflanzlichen Einschlüssen, besonders an Neuropterideen und Pecopterideen; der oberflächlich herumliegende Schieferschutt scheint jedoch stark ausgebeutet zu sein. Weit unten in der Waldregion und schon in der Nähe der unteren Grenze der Conglomerate treten auf der Ostseite des Gebirgszuges Einlagerungen von mehr glimmerreichen Schiefern zu Tage. An einer Stelle hat Stache in diesen Schiefern in dem bei Gries mündenden Hellenbachgraben Pflanzenabdrücke gefunden. Bei der im letzten Herbste unternommenen Durchstreifung des Terrains wurde gleichfalls, und zwar am Nordgehänge dieses Grabens nicht weit ober dem Bache, eine fossilführende Schieferhalde betreten. Es kamen hier Farnreste und Sphenophyllen zum Vorscheine.

Beschaffenheit der Pflanzenschiefer.

Die pflanzenführenden Schiefer des Steinacherjoches treten in mehreren, durch Uebergänge mit einander verbundenen Ausbildungsweisen auf. Das in den vorerwähnten Halden am häufigsten vorkommende Gestein ist ein dünnplattiger, dunkler Schiefer, der in Folge sehr reichlicher Durchsetzung mit kleinsten Glimmerschüppchen einen eigenthümlichen matten Glanz erhält. Durch Verminderung der Menge dieser Schüppchen geht das Gestein zuweilen in einen schwarz gefärbten, matten Schiefer über, wogegen die in den tiefer gelegenen Aufschlüssen nicht selten vorkommende Zunahme des Glimmergehaltes das Erscheinen einer helleren, silbrig glänzenden Schiefervarietät bedingt. Mit letzterer Veränderung verbindet sich häufig eine Vergröberung des Kornes, welche den Erhaltungszustand der Pflanzen-

reste ungünstig beeinflusst und ein sandiges, viele Quarzkörnchen und grössere Glimmerschüppchen enthaltendes Gestein ergibt, welches den Uebergang zu den nur mehr unkenntliche oder keine Pflanzenreste mehr enthaltenden Sandsteinschiefern bildet. Eine häufig zu beobachtende Abart ist ein blättriger, stellenweise faseriger, glänzend schwarzer Schiefer, der keine Glimmerschüppchen enthält und seinen Glanz im Gegensatze zur oben genannten Varietät der Glätte seiner Spaltungsflächen verdankt. Dieser Schiefer ist meist sehr reich an organischen Resten und vorzugsweise als ein zu Stein gewordener Detritus von verdorrten und verfaulten Pflanzentheilen zu betrachten, wogegen man in dem schwarzen Schiefer mit den vielen Glimmerpünktchen einen durch Beimengung kohliger Substanzen dunkel gefärbten, erhärteten Schlamm erkennt.

Die vorhin erwähnte dünnblättrige Schiefervarität gewinnt für den Fossiliensammler insoferne erhöhte Bedeutung, als sie nicht nur die zahlreichsten, sondern auch die am besten erhaltenen Pflanzenreste enthält. Eine weitere Abart ist ein stark kohliger, weicher Schiefer, welcher zu jener schwarzen erdigen Masse zerfällt, die unter dem Namen Nösslachererde bekannt ist, und endlich findet sich noch als Umwandlungsproduct holziger Pflanzentheile mehr oder minder reiner Anthracit. Der letztere und der die Farberde liefernde Kohlenschiefer, welcher, obwohl zur Erhaltung von Pflanzentheilen geeignet, wegen seiner leichten Zerfallbarkeit kaum eine palaeontologische Ausbeutung zulässt, treten vorzugsweise in den auf der Südostseite des Steinacherjoches befindlichen Schieferaufschlüssen zu Tage. Die durch die groben Conglomerate und kohligen Schiefer als Endglieder geschlossene Gesteinsreihe der fluviatilen Carbonablagerung des Steinacherjoches entspricht sehr vollkommen der Reihe der den Uebergang von grobem Schotter zu Schlamm vermittelnden Bildungen in den Flussbetten der Jetztzeit, und man wird nicht leicht einen Fall finden, in welchem der Bestand von den Verhältnissen der Gegenwart ganz analogen Zuständen in frühen Erdperioden klarer vor Augen tritt.

Aufzählung der fossilen Pflanzenformen.

Aufsammlungen, welche auf die Gewinnung eines die fossile Flora möglichst vollständig repräsentirenden Fossilmateriales gerichtet waren, sind am Steinacherjoche von Pichler und Stache vorgenommen worden. Die von ersterem zu Stande gebrachten Fossilsuiten sind von Schenk (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, XX. Bd., 1870, Beiträge zur Geognosie Tirols) und Stur (Geologie der Steiermark, p. 155), die von letzterem gesammelten reichen Schätze von Stur (Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, 1872, Nr. 4) untersucht und bestimmt worden. Die von Pichler gemachten Funde stammen aus den Schieferhalden der Kammregion des Steinacherjoches, die von Stache gemachten theils aus diesen, theils aus den Aufschlüssen an der Südost- und Ostseite der Berges. Die von gelegentlich später am Berge erschienenen Sammlern entfaltete

Thätigkeit, deren Resultate mir nur zum kleinen Theile bekannt sind, war kaum geeignet, die Zahl der bis dahin bekannten fossilen Formen zu vergrössern, indem es diesen Leuten zunächst darum zu thun war, möglichst schöne und grosse Pflanzenabdrücke zu erhalten, ein Umstand, der es mit sich brachte, dass bei diesen Gelegenheiten immer wieder vorzugsweise die zu den häufigsten und auffälligsten Fossilresten gehörenden *Alethopteris-* und *Pecopteris*-Formen gesammelt wurden. Bei den in den letzten zwei Jahren von mir vorgenommenen öfteren Begehungen des Steinacherjoches war ich bestrebt, die Kenntniss der fossilen Flora des Berges nach Möglichkeit zu vervollständigen, indem ich die früher kaum berücksichtigten Schieferaufschlüsse an den Nordabhängen des Bergrückens einer mehrmaligen genauen Durchsuchung unterzog und auch in den anderen schon länger bekannten Schieferlagern wiederholt und eifrig nach neuen Fossilformen suchte. Nach dem gegenwärtigen Stande der Kenntnisse setzt sich die Carbonflora des Steinacherjoches aus folgenden Pflanzenarten zusammen:

Calamarieae.

Caules.

Calamites Suckowii Bgt.

Ung. Gen. et. spec. p. 44, Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 312.

Calamites Cistii Bgt.

Ung. Gen. et. spec. p. 46, Schimp. Trait d Pal. végét. I., p. 313.

Durch die von mir in den letzten zwei Sommern vorgenommenen Aufsammlungen hat sich ergeben, dass Stamm- und Zweigreste von Calamiten keineswegs, wie bisher angenommen wurde, zu den seltenen Vorkommnissen in den Schieferlagern des Steinacherjoches gehören. Die Mehrzahl der zur Beobachtung gelangten Reste ist allerdings schlecht erhalten, einige konnten jedoch den vorstehenden zwei, schon im Verzeichnisse von Schenk erscheinenden, in den Stur'schen Fossillisten aber fehlenden Calamitenformen mit Sicherheit zugezählt werden.

Folia.

Asterophyllites equisetiformis Bgt.

Ung. Gen. et. spec. p. 64, Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 325.

Annularia longifolia Bgt.

Taf. VIII, Fig. 1.

Ung. Gen. et. spec. p. 68, Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 348.

Annularia fertilis Stbg.

Taf. VIII, Fig. 2.

Ung. Gen. et. spec. p. 67, *Annularia longifolia* Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 348.

Von dieser von Schimper als „*verticilla ramulina*“ zu *A. longifolia* gezogenen Annularienform, welche sich von letzterer durch die

geringere Zahl der zu einem Wirtel vereinigten Blätter, sowie durch geringere Länge und lanzettliche Gestalt der Blätter unterscheidet, fanden sich mehrere mit Sternberg's Abbildung: Flora der Vorwelt I, Taf. 51, Fig. 2 vollkommen übereinstimmende Wirtel bei den oberen Farbengruben.

Annularia brevifolia Bgt.

Taf. VIII, Fig. 3.

Ung. Gen. et. spec. p. 69, *Annularia sphenophylloides* Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 347.

Das Vorkommen dieser *Annularia* im Steinacher Carbon wurde durch die von mir im Herbste 1895 gemachten Aufsammlungen erwiesen. Ausser mehreren kleinen Fragmenten kam ein zehn Blattwirtel in Negativabdruck zeigendes Schieferplättchen am Fundorte unter der Daubenkuppe zum Vorscheine. (Taf. VIII, Fig. 3.)

Sphenophyllum emarginatum Bgt.

Taf. VIII, Fig. 7.

Ung. Gen. et. spec. p. 69, Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 339.

Zählt gleich der *Annularia longifolia* zu den vom Steinacherjoche am längsten bekannten Fossilien, indem das Erscheinen von *Sphenophyllum* schon in der ersten Beschreibung des Carbonvorkommens durch Pichler erwähnt wird.

Verhältnissmässig häufig finden sich *Sphenophyllum*-Blättchen in der Schieferhalde unter den Dolomitklippen auf der Südostseite des Eggerjoches. Mehrere hübsche Abdrücke von Zweigen mit zahlreichen Blattwirteln sind vor Jahren am Hauptfundorte gesammelt worden.

Sphenophyllum erosum Lindl. et. Hutt. var. saxifragaefolium.

Taf. VIII, Fig. 6.

Sphenophyllum fimbriatum et quadrifidum. Ung. Gen. et. spec., p. 70. *Sphenophyllum erosum Var* β. Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 342.

Einige Exemplare dieser durch tief eingeschnittene gezähnte Blättchen charakterisirten *Sphenophyllum*-Form wurden von mir in der Schieferhalde auf der Südostseite des Eggerjoches gefunden.

Spicae.

Stachannularia tuberculata Stbg. sp.

Taf. VIII, Fig. 5.

Asterophyllites tuberculata Ung. Gen. et. spec., p. 65, *Annularia longifolia fructus* Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 349.

Meinen Bemühungen gelang es, am Steinacherjoche auch zwei Fruchtstände von Calamarien aufzufinden. Der eine ist ein $3^1/_2$ *cm* langes, in Negativabdruck erhaltenes Bruchstück einer *Bruckmannia*-

Aehre, welche in Bezug auf Länge der Internodien, Breite der Aehrenachse und Grösse der Sporangien mit dem in Stur's Carbonflora der Schatzlarer Schichten, Taf. XIII, Fig. 3 abgebildeten Fossile vollständig übereinstimmt. Jenes Aehrenfragment kam im Fundorte am Nordwestgrate des Eggerjoches zum Vorscheine, woselbst auch *Annularia longifolia*, zu welcher *Stachannularia tuberculata* bekanntlich als Fructification gehört, in einem mehrere hübsch erhaltene Blattsterne zeigenden Exemplare (Taf. VIII, Fig. 1) gefunden wurde.

Calamostachys sp.

Taf. VIII, Fig. 4.

Der zweite der vorerwähnten Calamarienfruchtstände, welcher in der Schieferhalde unter der Daubenkuppe gefunden wurde, ist ein theilweise in Substanz erhaltenes, $4^1/_2$ *cm* langes Stück einer Aehre, die in ihrem ganzen Habitus die grösste Aehnlichkeit mit dem in Sternberg's Atlas der Flora der Vorwelt, II., Taf. 15, Fig. 3 abgebildeten, als *Volkmannia gracilis* bezeichneten Fossile hat, eine Uebereinstimmung, durch deren Feststellung die nähere Erkenntniss des Restes allerdings nicht gefördert wird, da man bekanntlich über die Natur des jener Abbildung zu Grunde liegenden Fossiles selbst im Unklaren ist.

Filicaceae.

Cyclopterides.

Lygodium Stachei Stur.

Taf. IX, Fig. 1.

Stur in: Stache: Ueber die Steinkohlenformation der Centralalpen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1872, p. 81.

Das im Folgenden zu beschreibende Fossil, welches in einem einzigen, sammt Gegenabdruck von Stache am Hauptfundorte gesammelten Exemplare vorliegt, ist einer der interessantesten Bestandtheile der carbonischen Flora des Steinacherjoches. Das Fossil besteht aus zwei an ihren Basen mit einander zusammenhängenden Blatthälften, deren jede in zwei Lappen getheilt ist. An der rechten Fossilhälfte ist der äussere Lappen ungefähr ebenso lang, der innere beiläufig doppelt so lang als das ungetheilte Basalstück und der erstere Lappen zugleich etwas breiter als der letztere. Das Basalstück verbreitert sich zuerst langsam, dann etwas rascher gegen die Lappen hin; diese zeigen fast parallele Ränder bis in die Nähe des Endes, welches beim inneren Lappen zugerundet, beim äusseren mehr zugespitzt erscheint. Der innere Lappen der linken Blatthälfte zeigt dagegen eine allmälige Verschmälerung und läuft in eine schwach abgesetzte Spitze aus; im übrigen lässt diese Blatthälfte die Details der Blattform weniger gut erkennen, da hier in die Bucht zwischen den beiden Lappen und in einen vom Grunde dieser Bucht in das Blattgewebe des Basaltheiles sich fortsetzenden Riss etwas Gesteinsmasse eingedrungen ist und hiedurch die einander zugekehrten Ränder

der beiden Lappen theilweise überwallt sind und die Theilungsstelle unnatürlich herabgerückt erscheint. Das Fossil tritt in Broncefarbe auf braunem Untergrunde in Gestalt von vier gleich den Fingern einer Hand ausstrahlenden, flachen Wülsten in Relief hervor; der Gegenabdruck wird dementsprechend durch ebenso viele divergirende, seichte Rinnen gebildet. Die Nervationsverhältnisse lassen sich besser am Negativabdrucke und besser an der linken Fossilhälfte erkennen, da die Oberfläche der rechten Blatthälfte, welche, wie erwähnt, zum Studium der Formverhältnisse die geeignetere ist, leicht gefaltet und zerknittert erscheint.

Man bemerkt am Hohldrucke einen von der Mitte des Blattgrundes ausgehenden, flachen Wulst, welcher sich in zwei unter einem Winkel von circa 60° divergirende Stränge theilt, von denen jeder in eine Fossilhälfte eintritt. Der in die linke Blatthälfte eingehende Strang durchzieht das ungetheilte Basalstück derselben nahe dessen innerem Rande und gabelt sich alsbald in zwei unter sehr spitzem Winkel divergirende Aeste, welche in die beiden Lappen gelangen. Der lange innere Lappen wird ungefähr in seiner Mittellinie, der kurze äussere dagegen nahe seinem inneren Rande von dem in ihn eintretenden Nervenast durchzogen. Von beiden Aesten, sowie von dem das Basalstück durchziehenden Hauptstrang gehen unter sehr spitzen Winkeln dünne Seitennerven ab, die sich unter ebensolchen Winkeln mehrmals gabeln. Der innere Lappen erhält so eine Nervatur, welche jener der schmalblättrigen Neuropteriden ähnlich ist, wogegen der durch den äusseren Lappen und das Basalstück gebildete Blattheil, in welchem zufolge des seitlichen Verlaufes des Hauptnerven die Seitenäste auf der einen Seite reichlicher ausstrahlen, hinsichtlich seiner Nervationsform mit den Fiedern mancher recenter *Aneimia*-Arten verglichen werden kann.

Stur hat dieses hier näher beschriebene Fossil als *Lygodium Stachei* bezeichnet und demselben in Nr. 4 der Verh. der k. k. geologischen Reichsanstalt 1872, folgende Worte gewidmet: Es ist ein handförmig gelappter Farn, jedoch, wie ich glaube, zufällig so erhalten, dass dessen mittlerer Lappen entweder in Folge einer Beschädigung gänzlich fehlt oder bei der Einbettung in die Lagerstätte in das Gestein so umgelegt wurde, dass er in dem Handstücke nicht nachzuweisen ist. Ich vergleiche diesen Farn mit *Lygodium palmatum Schwarz* und glaube, dass der alpine Pflanzenrest auch noch in dem Falle, wenn ihm ursprünglich der Mittellappen fehlen sollte, immerhin noch am zweckmässigsten der Gattung *Lygodium* eingereiht werden müsste, indem er in diesem Falle mit *Lygodium cubense H. B. K.* eine allerdings entferntere Verwandtschaft besässe.“

Stur's Ansicht, dass unter den recenten Farnen zunächst *Lygodium palmatum Schwarz* zum Vergleiche heranzuziehen ist, verdient volle Beachtung; dagegen liegt kein Grund vor, diese Vergleichbarkeit von einem dem Fossile zufälligerweise fehlenden Mittellappen abhängig zu machen und ist das unnatürliche Fehlen eines Mittellappens bei dem in Rede stehenden Fossile überhaupt sehr unwahrscheinlich. Sollte das Fossil im Besitze eines solchen Lappens gewesen sein, so würde sich derselbe wohl in ungefähr derselben Entfernung vom

Blattgrunde wie die seitlichen Lappen abgegliedert haben. Alsdann würde aber ausser dem Mittellappen auch noch ein von diesem gegen den Blattgrund sich fortsetzendes mittleres symmetrisches Stück des Basaltheiles der Blattfläche fehlen. Falls die fehlenden Blatttheile abgerissen sein sollten, so wäre der eben genannte Befund ziemlich unwahrscheinlich, gleichwie man sich bei einem gelappten Laubblatte zwar leicht denken kann, dass durch irgend einen Zufall ein Mittellappen abreisst, jedoch nur schwer vorstellen könnte, dass ausser diesem auch noch aus dem ungetheilten Blattabschnitte ein in der Fortsetzung des betreffenden Lappens gelegenes symmetrisches Stück herausgerissen wird. Würde eine Einhüllung der fehlenden Theile in Gesteinsmasse vorliegen, so wäre es zwar auch leicht verständlich, dass ein einzelner Lappen eines handförmig getheilten Blattes in einer anderen Ebene als die übrigen eingebettet wird, dagegen schwer begreiflich, wieso bei einem solchen Blatte von sichtlich derber, ledriger Beschaffenheit auch ein scharf umschriebenes, in der Fortsetzung des betreffenden Lappens gelegenes schmales Stück des Basaltheiles so vorgewölbt, beziehungsweise eingedrückt worden sein sollte, dass es ausserhalb der Fläche, in welche die übrigen Blattabschnitte zu liegen kamen, in den Schlamm eingeschlossen wurde.

Sollte jedoch, was vom morphologischen Standpunkte aus sehr unwahrscheinlich ist, ein Mittellappen vorhanden gewesen sein, welcher sich von den beiden seitlichen Theilen schon da, wo diese jetzt auseinander treten, abgegliedert hat, so müsste die Bucht zwischen diesen Theilen breiter gewesen sein, da sonst ein mittlerer Lappen von ähnlicher Breite, wie die zunächst anschliessenden seitlichen, keinen Raum gefunden hätte. Es ist nun aber nicht wahrscheinlich, dass ein mehrtheiliges Blattgebilde von so derber Beschaffenheit in seitlich zusammengeschobenem Zustande eingebettet wurde, so dass die von den beiden Seitentheilen eingeschlossene Bucht unnatürlich verengt erscheint und man erhält beim Anblicke des Fossils auch gar nicht den Eindruck, dass es sich so verhält. Neben diesen aus den Formverhältnissen sich ergebenden Argumenten spricht auch das Verhalten der Nervation gegen die Möglichkeit, dass ein Mittellappen vorhanden war, indem dann von dem oben erwähnten kleinen Wulste an der Basis des Blattes zwischen den beiden aus ihm hervorgehenden Seitensträngen auch ein Mittelnerv von ungefähr gleicher Dicke abgehen müsste.

Es wurde hier auf die Frage, ob dem Fossile ein Mittellappen zukomme, näher eingegangen, da dieselbe für die Morphologie des Fossils von Bedeutung ist und erst nach Entscheidung dieser Frage in negativem Sinne die eingangs gegebene Beschreibung gerechtfertigt erscheint. Für die Vergleichung des Restes mit dem nordamerikanischen *Lygodium palmatum Schwarz* ist die Frage jedoch entgegen Stur's Meinung ohne Belang, da diese Farnspecies häufig keinen Mittellappen zeigt und auch dann, wenn, wie z. B. bei Fig. 7, Taf. 171 in Ettingshausen's „Die Farnkräuter der Jetztwelt", eine ungerade Zahl von Lappen auftritt, gleichwohl die zweitheilige Anlage erkennbar bleibt, indem kein in der geradlinigen Fortsetzung des

Blattstieles liegender unpaariger Mittellappen vorhanden ist, vielmehr die Zahl der seitlichen Lappen auf der einen Blatthälfte grösser ist als auf der anderen. Das auffälligste negative Merkmal, durch welches sich das am Steinacherjoche gefundene Fossil von *Lygodium palmatum* unterscheidet, ist das Fehlen der beiden kleinen äussersten Läppchen, welche gerade nach aussen und schief nach unten abgehen und eine ziemlich tiefe Einbuchtung des Blattgrundes bedingen. Denkt man sich bei Blattexemplaren von *Lygodium palmatum*, bei welchen die beiden innersten Lappen merklich länger sind als die zunächst anstossenden äusseren (Fig. 4, Taf. 171 in Ettingshausen's „Die Farnkräuter der Jetztwelt" und die linke der beiden hier beigegebenen Abbildungen [Taf. IX, Fig. *a*], welche nach Exemplaren gezeichnet sind, die sich im Herbarium des botanischen Museums der Wiener Universität befinden), die beiden kurzen äussersten Läppchen hinweg, so kann man eine ziemliche Formähnlichkeit zwischen Fossil und recenter Form constatiren. Ausser dem durch das Fehlen der kleinen Aussenläppchen bedingten Gestaltunterschiede besteht aber noch eine Verschiedenheit in der Nervation. Die die Lappen durchziehenden Hauptstränge sind bei dem Steinacher Fossile gerade gestreckt, bei *Lygodium palmatum* geschlängelt; dessgleichen strahlen die Seitennerven bei ersterem unter sehr spitzem Winkel fast geradlinig aus, wogegen sie bei letzterem ziemlich stark nach aussen gekrümmt sind. Nur die dem Blattgrunde näher gelegenen Seitennerven bilden auch bei dem fossilen Pflanzenreste flache Bogen.

So sind denn immerhin nicht unerhebliche Unterschiede zwischen diesem Reste und der zunächst zum Vergleiche heranzuziehenden Pflanzenform vorhanden. [Die anderen Arten der Gattung *Lygodium* kommen für den Vergleich weniger in Betracht.] Da sich zudem der Nachweis der für die Gattung *Lygodium* charakteristischen Anordnung der Fruchtstände an dem vorliegenden Fossilexemplare nicht erbringen lässt, erschien es etwas verfrüht, dasselbe ohne Weiteres der eben genannten Farngattung zuzuzählen und würde es passender sein, dasselbe als *Lygodiophyllum* oder *Lygodioides* oder in Befolgung der von Goeppert in analogen Fällen gewählten Benennungsweise als *Lygodites* zu bezeichnen.

Bisher sind Pflanzenreste, welche dem Schizaeaceengenus *Lygodium* zugezählt werden können, noch nicht in tieferen als jungmesozoischen Schichten gefunden worden, so dass die von Stache im Jahre 1871 gemachte Entdeckung einer dem eben genannten Farngenus habituell nahe stehenden Pflanzenform in einer obercarbonischen Ablagerung von grossem Interesse ist.

Neuropterides.

Neuropteris acutifolia Bgt.

Taf. IX, Fig. 4.

Goepp. Syst. fil. foss., p. 193. Ung. Gen. et. spec., p. 75, Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., 433.

Mehrere mit der Abbildung in Brongniart's Atlas, Taf. 64, Fig. 6 in Form und Grösse fast ganz übereinstimmende, sehr schön

erhaltene Fiedern dieses Farnes wurden von Stache am Hauptfundorte gesammelt. Ausserdem liegt ein an der Basis leider unvollständig erhaltener Blattabdruck mit Neuropteris-Nervatur vor (Taf. IX, Fig. 4), welcher seiner Form nach für ein kleines Exemplar von *Neuropteris cordata* gehalten werden könnte, zufolge seiner sehr dicht gedrängt stehenden Nerven aber doch nicht dieser Art zugezählt werden kann, da ein relativ weites Auseinanderstehen der Nerven als eine für *N. cordata* charakteristische Eigenthümlichkeit bei Brongniart nicht allein in der Diagnose, sondern auch noch zweimal im erläuternden Texte hervorgehoben wird. In Anbetracht dessen, dass schon Brongniart's Abbildungen l. c., Fig. 6 und 7 eine nicht unbedeutende Schwankung des Verhältnisses zwischen Breite und Länge der Fiedern (1 : 4½ und 1 : 3) erkennen lassen, ist das vorgenannte Fossil doch wohl als eine im Vergleich zur Länge ungewöhnlich breite Fieder von *Neuropteris acutifolia* zu betrachten.

Neuropteris auriculata Bgt.

Adiantites auriculatus Goepp. Syst. fil. foss., p. 224.

Cyclopteris auriculata Ung. Gen. et. spec. p. 99, *Neuropteris auriculata* Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p 443.

Neuropteris flexuosa Bgt.

Goepp. Syst. fil. foss., p. 196. Ung. Gen. et. spec. p. 78. Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 434.

Diese Farnspecies wurde von mir in der nach Brongniart's Angabe bei ihr sehr häufigen Art des Vorkommens in regellos durcheinander liegenden, losen Fiedern im Hellenbachgraben bei Gries gefunden. Diese Fiedern, welche noch desshalb Erwähnung verdienen, weil sie die bei den Steinacher Carbonfossilien seltene Erscheinung darbieten, zufolge einer Umwandlung in Pyrit in metallischen Farben zu schillern, haben ungefähr die Grösse derjenigen, welche das bei Sternberg I., Taf. XXXII, Fig. 2 abgebildete Exemplar von *N. flexuosa* zeigt. Von jener kleineren Form, welche in Heer's Urwelt der Schweiz, Taf. II, Fig. 2 und in Schimper's Lehrbuch, pag. 116 dargestellt ist, fanden sich drei hübsch erhaltene Wedelbruchstücke auf einer Schieferplatte bei den Felsen am Nordwestabfalle der Daubenkuppe.

Neuropteris Loschii Bgt.

Taf. IX, Fig. 3.

Goepp. Syst. fil. foss., p. 198. Ung. Gen. et. spec., p. 79. Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 437.

Unter den Ergebnissen der von mir vorgenommenen Aufsammlungen fand sich ein Fossil aus der Gruppe der feinzertheilten Neuropteriden, deren Vertretung in der Steinacher Carbonflora bisher nicht bekannt war. Durch den Umstand, dass das Fossil als Negativabdruck auf einer sehr dunklen Schiefervarietät erscheint und sich

von seiner Unterlage nur sehr wenig abhebt, wird die genaue Untersuchung desselben einigermassen erschwert. Der Habitus des Fossils, zumal die leichte Flexur der Rachis und der beiderseits zu fünf vorhandenen Seitenspindeln, weist auf *Neuropteris Loschii* und *microphylla*. Die Grösse der Fiederchen übertrifft jedoch jene der Fiederchen dieser letzteren Art und kommt der Grösse der im terminalen Wedeltheile von *Neuropteris Loschii* unterhalb der ungetheilten Endfiedern auftretenden Fiederchen ziemlich nahe (Brongniart's Atlas, Taf. 73, Fig. 1). Die bei entsprechender Beleuchtung auf einigen Fiederchen sichtbare, ziemlich reiche Nervenverzweigung spricht aber noch mehr gegen eine Zutheilung des Restes zu der kleineren der beiden, vorhin als zunächst in Frage kommend bezeichneten Arten.

Odontopterides.

Odontopteris alpina Stbg. sp.

Neuropteris alpina Goepp. Syst. fil. foss., p. 204. Ung. Gen. et spec., p. 85.

Odontopteris alpina Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 457.

Alethopterides.

Alethopteris lonchitica Schloth. sp.

Alethopteris lonchitidis Goepp. Syst. fil. foss., p. 294. Ung. Gen. et spec., p. 144.

Alethopteris lonchitica Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 554.

Dieser in Folge der charakteristischen Gestalt und Nervatur seiner Fiederchen auch noch in kleinen Bruchstücken gut erkennbare Farn zählt zu den häufigeren Fossilresten in den Schieferhalden der Kammregion und Südostabhänge des Steinacherjoches. Von jener *Alethopteris*-Form, die sich von *Alethopteris lonchitica* fast nur durch geringere Breite der Fiederchen (bei gleicher Länge) unterscheiden lässt und bei Brongniart, obwohl derselbe die sehr nahe Verwandtschaft mit letzterer zugibt, doch als eigene Art: *Pecopteris Mantelli* zählt, von Schimper dagegen als Endfieder von *Alethopteris lonchitica* betrachtet wird, fanden sich Wedelbruchstücke am Hauptfundorte.

Alethopteris Serlii Bgt. sp.

Goepp. Syst. fil. foss., p. 301. Ung. Gen. et spec., p. 146. Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 555.

Diese gleich der vorigen auch noch in kleinen Fragmenten sicher bestimmbare Art erscheint noch häufiger als jene in den Fossilfundstätten auf der Obernbergerseite des Steinacherjoches, besonders in der Schieferhalde unter den Kalkklippen auf der Südostseite des Eggerjoches und bei den oberen Farbengruben. In den Fundorten auf der Seite des Gschnitzthales kam sie bisher nicht zur Beobachtung. Zwei in unserem Besitze befindliche handgrosse Gesteins-

platten, auf welchen sich fünf Wedelbruchstücke und zahlreiche lose Fiederchen von *Alethopteris Serlii* sehr hübsch in Goldglanz vom schwarzen Untergrunde abheben, zählen zu den schönsten bisher am Steinacherjoche gefundenen Fossilstücken.

Alethopteris aquilina Schloth. sp.

Goepp. Syst. fil. foss., p. 298. Ung. Gen et sp, p. 145. Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 556.

Alethopteris Defrancii.

Goepp. Syst. fil. foss., p. 317. Ung. Gen. et spec., p. 154.

Pecopteris (Cyath.) Defrancii Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 509.

Dieser Farn bildet im Vereine mit der fast noch häufigeren vorigen Art und mit *Pecoptoris arborescens* einen Hauptbestandtheil der fossilen Flora der am Gebirgskamme gelegenen Schieferhalden.

Pecopterides.

Pecopteris arborescens Schloth sp.

Cyatheites arborescens Goepp. Syst. fil. foss., p. 321. Ung. Gen. et spec., p. 157.

Pecopteris (*Cyath.*) *arborescens* Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 499.

Die häufigste von den am Steinacherjoche vorkommenden Arten aus der Gruppe der den Cyatheaceen habituell nahestehenden carbonischen Farne. Die Mehrzahl der sich vorfindenden Abdrücke gehört der Form mit kurzen Fiederchen an; Exemplare mit schmalen, zum Theile ungleich langen Fiederchen, welche der *Pecopteris Cyathea Bgt.* und dem *Cyatheites Schlotheimii Goepp.* entsprechen, erscheinen seltener.

Pecopteris Oreopteridis Schloth. sp.

Cyatheites Oreopteridis Goepp. Syst. fil. foss., p. 323. Ung. Gen. et spec, p 158.

Pecopteris (*Cyath.*) *oreopteridia* Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 502.

Pecopteris polymorpha Bgt.

Cyatheites Miltoni Goepp. Syst. fil. foss, p. 324. Ung. Gen. et spec., p. 158.

Pecopteris (*Cyath.*) *polymorpha* Schimp. Trait. de Pal. végét. I, p. 506.

Das Vorkommen dieser Art, mit welcher von Schimper auch *Pecopteris abbreviata* Bgt. und von Goeppert auch *Pecopteris Miltoni* Bgt. vereinigt werden, wurde durch meine Aufsammlungen nachgewiesen. Ein hübsches Wedelbruchstück mit fünf von einer Rachis abgehenden Fiedern fand sich am Fundorte unter dem Nordwestgrate des Eggerjoches. Es stimmt dasselbe sowohl in Betreff der auf sämmt-

lichen Fiederchen ausgezeichnet erhaltenen Nervatur als auch hinsichtlich der Gestalt und Grösse der Fiederchen und in Bezug auf die Grösse der Abstände und Abgangswinkel der Seitenspindeln auf das Genaueste mit dem in Brongniart's Atlas, Taf. 113, Fig. 4 und 4a dargestellten Fossile überein. Ein zweites, dem eben genannten Exemplare in Grösse und Habitus vollkommen gleichendes, dessen Nervation jedoch schlecht erhalten ist, fand sich bei den Felsen unter dem Daubenkopfe. Ausserdem kamen an mehreren Fundstellen Wedelfragmente zum Vorscheine, welche genau den in Brongniart's Atlas, Taf. 115, Fig. 1, 2 und 4 dargestellten Abdrücken von *Pecopteris abbreviata* entsprechen und sich von der gekerbte Fiederchen zeigenden Entwicklungsstufe von *Pecopteris polymorpha*, l. c. Taf. 113, Fig. 3, fast nur dadurch unterscheiden, dass die Fiederchen unter sehr weit geöffneten, gelegentlich beinahe rechten Winkeln von den Seitenspindeln abgehen.

Pecopteris dentata Bgt.

Cyatheites dentatus Goepp. Syst. fil. foss., p. 325. Ung. Gen. et spec., p. 158.

Pecopteris (*Cyath.*) *dentata* Schimp. Trait. de Pal. végét I, p. 508.

Pecopteris Pluckenetii Schloth. sp.

Aspidites Pluckenetii Goepp. Syst. fil. foss., p. 358.

Pecopteris Pluckenetii Ung. Gen. et. spec., p. 170.

Pecopteris (*Cyath.*) *Pluckenetii* Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 511.

Scheint gleich der vorigen Art selten zu sein. Sie wurde von Stache bei den unteren Farbengruben gefunden und kam anlässlich meiner Aufsammlungen gleichfalls an dieser Localität zur Beobachtung.

Pecopteris unita Bgt.

Taf. IX, Fig. 2.

Ung. Gen. et spec., p. 183.

Pecopteris (*Ciath.*) *unita* Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 505.

Ausser mehreren, mit Brongniart's Abbildung, l. c. Taf. 116, Fig. 5 in Grösse und Habitus ganz übereinstimmenden Abdrücken liegen zwei im vorigen Sommer gesammelte Fiederbruchstücke vor, Taf. IX, Fig. 2, bei welchen Länge und Breite der die charakteristische Nervatur von *Pecopteris unita* zeigenden, bis in die Nähe des Randes vereinten Fiederchen um die Hälfte grösser sind, als bei den anderen.

Goniopteris longifolia Bgt. sp.

Diplacites longifolius Goepp. Syst. fil. foss., p. 275. Ung. Gen. et spec., p. 136.

Goniopteris (*Desmophlebis*) *longifolia* Schimp. Trait d. Pal. végét. I., p. 544.

Einzelne Fiedern dieses leicht zu erkennenden Farnes zählen zu den häufigeren Vorkommnissen in den Schieferhalden des Stein-

acherjoches. Mehrere grössere Wedelbruchstücke befinden sich in dem von Stache gesammelten Fossilmateriale.

Schizopterides.

Rhacophyllum filiciforme Gutb. sp.

Taf. IX, Fig. 5 u. 6.

Hymenophyllites Gutbierianus Ung. Gen. et. spec. p. 132.
Rhacophyllum filiciforme Schimp. Trait. d. Pal. végét. I., p. 685.

Es sind am Steinacherjoche sowohl geschlitzte als gelappte Aphlebienformen gefunden worden. Ein von Stache am Hauptfundorte gesammeltes Fossil zeigt mehrere von einer Achse abgehende, häutige, in Längsfalten gelegte Blattgebilde, welche sich nach vorhergegangener wiederholter Theilung in eine Anzahl feiner Fäden zerspalten. Dieses Fossil (Taf. IX, Fig. 6) erscheint bei Stur als *Schizopteris cfr. Lactuca Stbg.*, näherliegend ist der Vergleich mit *Rhacophyllum filiciforme Gutb. sp.* Ein zweiter ähnlicher Fossilrest, bei welchem jedoch nur die Basaltheile der Blattanhänge sichtbar und die aus ihnen durch Spaltung hervorgehenden Fäden von Gesteinsmasse überwallt sind, befindet sich auf einer Schieferplatte in Gemeinschaft (jedoch ohne Zusammenhang) mit Fiedern von *Neuropteris cfr. auriculata.*

Eine gelappte Aphlebienform kam anlässlich meiner Aufsammlungen am Fundorte unter dem Daubenkopfe zum Vorscheine. Es zeigt dieses Fossil (Taf. IX, Fig. 5) vier von einem breiten bandförmigen, von Längsriefen durchzogenen Achsengebilde abgehende, membranöse Blattanhänge. Der am besten erhaltene von diesen Anhängen ist flach ausgebreitet, von ovaler Form und in ein terminales und 5 – 6 paarige seitliche Läppchen zertheilt. Die anderen Anhänge sind etwas gekrümmt und zusammengefaltet. Dieses Fossil zeigt eine bemerkenswerthe habituelle Aehnlichkeit mit dem in Schimper's Atlas (Taf. XLVIII, Fig. 6) abgebildeten Exemplare von *Rhacophyllum filiciforme* aus dem Obercarbon von Ronchamp (Haute Saône).

Sigillarieae.

Trunci.

Sigillaria cfr. canaliculata Bgt.

Ung. Gen. et. spec., p. 249. Schimp. Trait. d. Pal. végét. II., p. 93.

Die Sigillarien haben sich bei meinen Aufsammlungen in Uebereinstimmung mit der bisherigen Annahme als die seltensten der am Steinacherjoche vertretenen Haupttypen der Carbonflora erwiesen. In dem reichen von mir zusammengebrachten Fossilmateriale befinden sich nur einige wenige Stücke, die als Rindenfragmente von Sigillarien zu betrachten sind, aber keine specifische Bestimmung zulassen. Ausserdem kam am Hauptfundorte ein in feinkörniges Conglomerat eingebetteter Sigillariensteinkern zur Beobachtung, welcher mehrere $1^1/_2$ *cm* breite, durch mässig tiefe Furchen geschiedene Rippen zeigt. *Sigillaria cfr. canaliculata* erscheint in dem Fossilverzeichnisse von Schenk.

Radices.

Stigmaria ficoides Bgt.

Ung. Gen. et. spec., p. 227. Schimp. Trait. d. Pal. végét. II., p. 114.

Wurde am Hauptfundorte und bei den oberen Farbengruben beobachtet. Die von ersterer Localität stammenden, in meinem Berichte, Verh. 1895, Nr. 12 als „*Stigmaria cfr. inaequalis G.*" erwähnten Stücke dürften doch zu *S. ficoides* zu ziehen sein.

Lepidodendreae.

Rami.

Taf. X, Fig. 4 u. 7.

Lepidodendron obovatum Stbg.

Ung. Gen. et. spec., p. 255. *Lepidodendron Sternbergii* Schimp. Trait. d. Pal. végét. II., p. 19.

Von diesem Lepidodendron liegen sowohl breitere, dem *L. elegans Bgt.* als auch schmälere, dem *L. gracile Bgt.* entsprechende Zweigabdrücke, zum Theile im Aspidaria-Zustande, vor. Sie gehören zu den selteneren Fossilresten und finden sich am relativ häufigsten in der Schieferhalde unter dem Daubenkopfe. Hier kommen auch schmale, bandförmige Abdrücke, welche als vegetative Blätter von Lepidodendron zu betrachten sind, in grösserer Menge vor. Taf. X, Fig. 6.

Bracteae strobilorum.

Taf. X, Fig. 3.

Lepidophyllum majus Bgt.

Ung. Gen. et. spec., p. 268. Schimp. Trait. d. Pal. végét. II., p. 72.

Erscheint bereits im Verzeichnisse von Schenk. Ein von Stache am Hauptfundorte gesammeltes Fossil stimmt in seinen Dimensionen noch mehr mit *L. intermedium* Lindl et. Hutt. Foss. Fl. of Great Brit., Taf. XLIII, Fig. 3 überein, welches, wie schon Schimper meint, von *L. majus* nicht specifisch verschieden sein dürfte. Fossilreste, welche mit Sicherheit auf *Lepidophloios laricinus Stbg.* bezogen werden könnten, zu welchem bekanntlich nach Goldenberg's Ansicht *Lepidophyllum majus* als Zapfenschuppe gehört, kamen bisher am Steinacherjoche nicht zur Beobachtung.

Lepidophyllum Pichleri nov. sp.

Taf. X, Fig. 1 u. 2.

Bei der Spaltung eines am Fundorte unter dem Daubenkopfe im Herbste 1895 von mir aufgelesenen Schieferplättchens kamen mehrere eigenthümliche, pfeilspitzenförmige Fossilabdrücke zum Vorscheine. Ich vermuthete in denselben Schuppen von Lepidodendron-Zapfen und habe sie in meinem Berichte über die in jenem Herbste von mir gemachten Carbonstudien (Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt 1895, Nr. 12) als „*Lepidostrobus sp.* (isolirte Schuppen)", angeführt. Die im vorigen Herbste vorgenommene zweite Durchmusterung der

vorgenannten Localität führte zur Auffindung einer weiteren, zwei ebensolche pfeilspitzenförmige Abdrücke zeigenden kleinen Gesteinsplatte und die nähere Durchsicht der Carbonliteratur zur Bestätigung der im Vorjahre gehegten Vermuthung. Auf den Spaltflächen des einen der beiden vorerwähnten Schieferplättchen (Taf. X, Fig. 1) zeigen sich fünf regellos beisammen liegende, in Goldglanz vom schwarzen Untergrunde sich abhebende Schuppen von der genannten Form. Es lassen sich an denselben zwei Theile, eine Blattspreite und ein Blattstiel unterscheiden. Die erstere hat bei zweien der fünf Schuppen die Form eines gleichschenkeligen Dreieckes mit eingebuchteter Basis und stark vorgezogenen basalen Ecken, welche die Blattfläche als mit zwei flügelförmigen Anhängen versehen erscheinen lassen.

Die anderen Schuppen weichen von dieser Form dadurch ab, dass die Verschmälerung gegen die Spitze hin nicht gleichmässig, sondern zuerst langsam und erst nahe der Spitze rasch erfolgt. Der Stiel hat die Gestalt eines sehr schmalen Dreieckes, dessen kurze Grundlinie an den mittleren Theil des concaven Basalrandes der Lamina anstösst. Sowohl die Blattspreite als der Blattstiel sind von einem Mittelnerv durchzogen, welcher auf den positiven Abdrücken als flacher Kiel, auf den negativen als seichte Rinne erscheint. Der bogenförmigen Grenzlinie zwischen Lamina und Stiel entspricht dagegen auf den ersteren Abdrücken ein querverlaufender Wulst, auf den letzteren eine ebensolche Furche. Die auf dem zweiten der vorerwähnten Schieferplättchen (Taf. X, Fig. 2) vorhandenen Schuppen stimmen in Bezug auf die Form mit den soeben beschriebenen überein, übertreffen dieselben aber hinsichtlich der Länge. Die Entfernung der Spitze des Laminartheiles von der Mitte seines eingebuchteten Basalrandes beträgt bei den ersteren zwischen 10 und 13, bei den letzteren 16 *mm*, der Abstand zwischen den beiden Enden des Basalrandes 9—10 *mm*. Die Länge des Stieles schwankt bei den verschiedenen Schuppen zwischen 5 und 6 *mm*, die Breite desselben beträgt dort, wo er an die Lamina stösst, 2 *mm*.

Zum Vergleiche mit den soeben beschriebenen Fossilien sind drei von den durch Lesquereux aus dem Carbon von Nordamerika bekannt gemachten Lepidophyllum-Formen heranzuziehen. Diejenigen der vorerwähnten Schuppen, welche eine gleichmässige Verschmälerung nach vorne zu zeigen, stimmen in Bezug auf ihre Gestalt fast ganz mit der in Lesquereux's Atlas to the Coal Flora of Pennsylvania etc., Taf. LXIX, Fig. 28 abgebildeten, isolirten Schuppe von *Lepidostrobus hastatus Lesqux.* überein. Ein Formunterschied besteht nur darin, dass die am Steinacherjoche gefundenen Schuppen im Verhältnisse zur Länge etwas breiter sind. Jene Schuppen, welche sich nach vorne zu zunächst nur sehr langsam und erst nahe der Spitze rasch verjüngen, zeigen eine allerdings entferntere Formähnlichkeit mit dem in Lesquereux's Atlas to the Coal Flora, Taf. CVII, Fig. 11 abgebildeten *Lepidophyllum elegans Lesqux.* Bei diesem letzteren beginnt jedoch die Zuspitzung der Blattfläche schon halbwegs zwischen Basis und Spitze und es geht ihr eine leichte Ausbauchung der Blattfläche voran. In Bezug auf das Verhalten der Grenze zwischen Blattspreite und Sporangienträger, an welcher die Schuppen eine bei

der Einbettung bekanntlich verschwindende, rechtwinkelige Knickung besitzen. stimmen die Steinacher Fossilien fast ganz mit dem in Lesquereux's Atlas der Kohlenflora, Taf. LXIX, Fig. 33 abgebildeten *Lepidophyllum brevifolium Lesqux.* überein, welches bezüglich der Formverhältnisse sowohl von den hier erwähnten als auch von allen anderen Lepidophyllum-Arten durch die auffällige Kürze der Lamina abweicht. Gleichwie bei den hier beschriebenen Schuppen bildet auch bei diesem Fossile der wulstförmig verdickt erscheinende Basalrand der Blattspreite einen flachen, nach unten offenen Bogen, wogegen er bei *Lepidophyllum elegans* völlig geradlinig verläuft und bei *Lepidophyllum hastatum* überhaupt kein den Basalrand längs dessen ganzer Breite begleitender Querwulst vorhanden ist und zwischen Blattspreite und Stiel ein rautenförmiges Feld eingeschaltet erscheint. In Bezug auf die Gestalt des bei den flächenhaft ausgebreiteten Fruchtblättern als Blattstiel erscheinenden Sporangienträgers ist gleichfalls zunächst *Lepidophyllum brevifolium* zum Vergleiche heranzuziehen. Bei *Lepidophyllum elegans* verbreitert sich dieser Stiel gegen die Blattfläche hin so rasch, dass er da, wo er mit ihr zusammenstösst, fast die Breite derselben erreicht. Bei *Lepidophyllum hastatum* hält sich diese Verbreiterung des Stieles zwar in mässigen Grenzen, doch erscheint der Stiel von der *Lamina* nicht so scharf abgesetzt, wie dies bei den hier zu besprechenden Schuppen und bei *Lepidophyllum brevifolium* der Fall ist. Es zeigen somit die am Steinacherjoche von mir gefundenen Fruchtschuppen Merkmale verschiedener Lepidophyllum-Formen, ohne mit einer von diesen Formen ganz übereinzustimmen. Sie sind darum vom descriptiven Standpunkte aus von jenen Formen zu trennen und zu einer eigenen Art zu vereinen, welche dem in der geologischen Erforschung Tirols Bahn brechenden Entdecker der Carbonflora des Steinacherjoches gewidmet sein möge.

Die in Rede stehenden Schuppen wurden, wie eingangs erwähnt, in der Schieferhalde unter dem Daubenkopfe gefunden, in welcher Zweig- und Blattreste von *Lepidodendron obovatum Stbg.* verhältnissmässig häufig erscheinen. Obwohl nun das vorhin erwähnte Vorkommen von *Lepidophyllum majus Bgt.* ohne begleitende Reste von *Lepidophloios laricinus Stbg.* als ein Beispiel dafür gelten kann, dass gelegentlich Stücke von Fructificationsorganen eines Schuppenbaumes gefunden werden, ohne dass Reste der Vegetationsorgane jenes Baumes zum Vorscheine kämen, so ist es doch nicht wahrscheinlich, dass an einer Stelle des Waldbestandes, dessen letzte Reste in den Schiefern des Steinacherjoches eingeschlossen sind, von einer Lepidodendronart nur Zweige und Blätter und von einer anderen Art dieser Gattung nur Zapfenschuppen erhalten blieben, wobei es nebensächlich bleibt, ob diese beiden Arten an jener Stelle gestanden oder ob die Fragmente der einen von ihnen oder die Fragmente von beiden durch die in unmittelbarer Nachbarschaft vorhanden gewesenen Gewässer aus der näheren oder weiteren Umgebung an jene Stelle hingeschwemmt wurden. Es drängt sich die Vermuthung auf, dass die hier besprochenen Zapfenschuppen mit den neben ihnen vorkommenden Resten von *Lepidodendron obovatum* in Beziehung stehen und es fällt auf diese Angelegenheit durch den Umstand ein Licht, dass Lesquereux

(Description of the Coal Flora etc., p. 438) eine nahe Verwandtschaft zwischen *Lepidostrobus hastatus Lesqu.* und *Lepidostrobus variabilis Lindl. et Hutt.* constatirt und nach dem Vorigen eine grosse Aehnlichkeit zwischen *Lepidophyllum hastatum* und den in Rede stehenden Schuppen besteht und *Lepidostrobus variabilis* bekanntlich als Zapfen von *Lepidodendron obovatum* angesehen wird. Es gewinnt den Anschein, dass *Lepidostrobus hastatus* sowohl als auch die von mir aufgefundenen Zapfenschuppen als besondere eigenthümliche Entwicklungsformen zu *Lepidostrobus variabilis* gehören. Andernfalls müsste man, sofern die Vertretung zweier Lepidodendronarten in der Weise, dass von der einen nur Zweig- und von der anderen nur Zapfenreste vorliegen, ausgeschlossen wird, die Annahme machen, dass die am Steinacherjoche gefundenen Schuppen von einer Lepidodendronart stammen, die zwar hinsichtlich der Gestalt der Zapfenschuppen von *Lepidodendron obovatum* abweicht, sich aber in Bezug auf das Aussehen der Blattpolster von dieser Art nicht unterscheiden lässt, wenigstens nicht in Bruchstücken, die keine vollkommenere Erhaltung zeigen als jene, welche bisher am Steinacherjoche gefunden wurden. Allem Anscheine nach hat man es aber, wenn *Lepidophyllum Pichleri* zu *Lepidodendron obovatum*, beziehungsweise zu *Lepidostrobus variabilis* gehört, mit einer seltenen Entwicklungsform der Zapfenschuppen dieser Art zu thun, da dieselbe zu den häufigsten und am längsten gekannten Schuppenbäumen der europäischen Carbonfloren gehört, in den Darstellungen der Art in der älteren Literatur aber Fruchtblätter mit flügelförmig vorgezogenen Basalecken der Blattspreiten nicht zu finden sind, obwohl die durch diesen Befund bedingte eigenthümliche Pfeilspitzenform die Aufmerksamkeit der Beobachter hätte erregen müssen und denselben gewiss einer besonderen Hervorhebung würdig erschienen wäre.

Cordaiteae.

Cordaites borassifolius Stbg. sp.

Ung. Gen. et spec., p. 277. Weiss. Foss. Flora der jüngsten Steinkohlenformation etc., p. 201.

Pycnophyllum borassifolium Schimp. Trait. de Pal. végét. II, p. 190.

Cordaites palmaeformis Goepp. sp.

Noeggerathia palmaeformis Goepp. Foss. Flora des Uebergangsgebirges, p. 216. Schimp. Trait. de Pal. végét. II, p. 192.

Cordaites palmaeformis Weiss. Foss. Flora der jüngsten Steinkohlenformation etc, p. 199.

Bandförmige Pflanzenabdrücke, welche je nach ihrem Erhaltungszustande mit mehr oder weniger Sicherheit als Cordaitenblätter bestimmbar sind, wurden in verschiedenen Schieferhalden gefunden. Die vorstehenden zwei auf das gegenseitige Verhalten der Nerven gegründeten Arten erscheinen im Verzeichnisse von Schenk. Stamm- und Fruchtreste von Cordaiten sind bisnun am Steinacherjoche nicht zur Beobachtung gelangt.

Rhynchonellina Geyeri, ein neuer Brachiopode aus den Gailthaler Alpen.

Von A. Bittner.

Mit 2 lithographirten Tafeln (Nr. XI und XII).

Die ursprünglich auf Formen aus mesozoischen Ablagerungen Siciliens begründete Gattung *Rhynchonellina Gemmellaro* ist später bekanntlich auch anderwärts, insbesondere in Süddalmatien, in den Alpen und im Bakonyerwalde in weiter Verbreitung nachgewiesen worden, wofür die beiden neuesten Arbeiten über dieses Brachiopodengeschlecht, von E. Böse in Palaeontographica, Bd. XLI, 1894 und von mir im Jahrbuche der k. k. geol. R.-A., Bd. 44, 1894 [1]), Zeugniss geben. So reiche Vorkommnisse wie Sicilien und insbesondere Süddalmatien an diesen Formen, haben die nördlicheren Verbreitungsgebiete dieser Gattung bisher freilich auch nicht annähernd geliefert, insbesondere ist deren Auftreten in den Südalpen bisher ein immerhin recht sporadisches zu nennen. Es war mir daher von hohem Interesse, als durch die Herren G. Geyer und A. v. Krafft vor zwei Jahren ein neuer Fundort in den Gailthaler Kalkalpen entdeckt wurde, über dessen stratigraphisches Niveau Herr G. Geyer zu wiederholtenmalen in unseren Schriften berichtet hat. Es kann somit, was die geologische Stellung der Art betrifft, auf die Originalmittheilungen des Herrn G. Geyer in unseren Verhandlungen 1897, S. 125 und insbesondere auf dessen vorangehende Publication: „Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten“ im Jahrbuche der k. k. geol. R.-A. 1897, S. 307, 311 ff. verwiesen werden.

Herr G. Geyer hatte die Freundlichkeit, mir die Beschreibung der von ihm und Herrn A. v. Krafft aufgefundenen *Rhynchonellina* zu überlassen, wofür ich ihm meinen besten Dank auszusprechen an dieser Stelle die Gelegenheit ergreife.

[1]) In diese Arbeit hat sich zweimal und zwar auf Seite 553 [7] und 554 [8] ein störender Fehler eingeschlichen, indem es beidemale (Seite 553, Zeile 9 von unten und Seite 554, Zeile 14 resp. 16 von unten) anstatt „Hohe“ heissen soll „Vordere Mandling.“

Es sei vorausgeschickt, dass es sich hier um eine glattschalige Art von *Rhynchonellina* handelt. Die glattschaligen Arten der Gattung sind bisher nahezu auf Süd-Europa beschränkt gewesen und speciell nur an den süddalmatinischen und sicilianischen Fundorten in grösserer Anzahl und kräftiger entwickelten Formen vorgekommen. Ihnen fallen die grössten unter den ursprünglich von Gemmellaro beschriebenen Arten zu, vor Allem die auffallende *Rhynchonellina Suessii Gemm.*, welche als ein Haupttypus der Gattung in Sicilien und Süddalmatien gleichhäufig auftritt, und welcher gegenüber eine Anzahl mitvorkommender glatter Formen sich gleichsam nur als Nebentypen darstellen.

In die engere Verwandtschaft der *Rhynchonellina Suessii Gemm.* gehört auch *Rhynchonellina Geyeri nov. spec.* Ihre kleineren, jugendlicheren Exemplare besitzen, wie *Rh. Suessii*, eine merklich viereckige Umrissform, unterscheiden sich aber zumeist von *Rh. Suessii* schon durch im Allgemeinen stärkere Wölbung beider Klappen und mehr noch durch ihren ungemein kräftig entwickelten, stark hackenförmig übergebogenen Schnabel. In dieser Hinsicht steht *Rh. Geyeri* diametral gegenüber der von mir beschriebenen *Rh. Stachei* von Risano, während *Rh. Suessii* zwischen jenen beiden vermittelt. Ein weiteres, sehr auffallendes Merkmal der *Rh. Geyeri* und zugleich ein beträchtlicher Unterschied gegenüber *Rh. Suessii* liegt in der eigenthümlichen Bildung des Wirbels der kleinen Klappe, welcher auffallend abgeflacht, ja bisweilen sogar leicht eingedrückt erscheint. Diese Eigenthümlichkeit tritt insbesondere in der Profilansicht lebhaft hervor [1], in welcher Ansicht *Rh. Geyeri* noch weit mehr als *Rh. Suessii* die Gestalt der Gattung *Spirifer* imitirt, was natürlich in erster Linie durch den stark übergebogenen Schnabel bewirkt wird. Die Spitze desselben senkt sich bisweilen nahezu auf den Wirbel der kleinen Klappe herab, doch ist das nur ausnahmsweise der Fall; zumeist bleibt die ähnlich wie bei Spiriferiden gebildete Deltidialgegend unverdeckt.

Auch die Gesammtumrisse sind nicht völlig constant; neben den häufigeren gerundet vierseitigen treten auch vereinzelte mehr ovale Gestalten auf und gerade diese sind es, welche zumeist grössere Dimensionen erreichen, resp. denen die grössten der vorliegenden Stücke dieser Art angehören. Besser lässt sich das vielleicht so ausausdrücken, dass die Wachsthumsverhältnisse solche sind, dass die Form bei vorschreitender Grössenzunahme mehr oval und dabei in der Längsaxe gestreckter wird, eine Erscheinung, die ja auch bei anderen Arten, ausgezeichnet z. B. bei der von Parona beschriebenen lombardischen *Rh. Paronai Böse*, auftritt.

Die Schale ist an den beiden Wirbeln äusserst massig entwickelt, insbesondere bildet der Schnabel eine compacte Schalenmasse in seiner Spitzenhälfte, und von ihm zieht an der Aussenseite der grossen Klappe eine callöse Verdickung weit hinab.

---

[1]) Besonders macht sich diese Abplattung des Wirbels in Medianschliffen (Tab. I, Fig. 10) bemerkbar, zumal bei jüngeren Exemplaren, während sie bei älteren, schmäleren und dickschaligeren Stücken weit weniger auffällt.

Die Aussenfläche der Schale ist nur selten intact erhalten, aber die wenigen Fragmente derselben, die hie und da einzelnen Exemplaren ansitzen, beweisen zur Genüge, dass man es mit einer vollkommen glatten, d. h. rippenlosen Form zu thun hat; eine mehr oder minder dichte Anwachsstreifung ist fast an allen Exemplaren noch bemerkbar; ganz vereinzelt zeigen Steinkerne bisweilen nächst dem Stirnrande undeutliche Radialfurchung, eine Erscheinung, die zahlreichen Brachiopoden zukommt und keineswegs auf eine Aussenrippung bezogen werden muss, da sie auch bei ganz glatten Arten aufzutreten pflegt.

Die Commissur der Klappen liegt nicht ganz in einer Ebene. Während die Mehrzahl der Rhynchonellinen eine median hinabgebogene Stirn besitzt, gehört *Rh. Geyeri* zu den selteneren Arten, deren Stirn fast gerade oder sogar leicht nach aufwärts gekrümmt ist und damit steht oft ein bogenförmiger Verlauf der Seitenränder in Verbindung. Einzelne Exemplare besitzen eine fast so stark geschwungene Commissur und aufgebogene Stirn, wie die bekannte *Terebratula piriformis Suess* der Kössener Schichten. Diese in der Gattung *Rhynchonellina* sehr ungewöhnliche Erscheinung tritt bei besonders schmalen Exemplaren auf, die auch in ihrer Gesammtgestalt lebhaft an die genannte Terebratel erinnern. Zu beiden Seiten der Schlosslinie, resp. des flachen Wirbels der kleinen Klappe ist diese leicht und weit ausgerandet, so dass hier die seitliche Arealpartie der grossen Klappe ein wenig gegen die kleine Klappe vorspringt. Die äusseren Arealränder sind stumpf, nur gegen die Schnabelspitze werden sie scharfkantiger. Die dreieckige, nach oben callös verschlossene Deltidialöffnung liegt tief unter dem übergebogenen Schnabel und ist nur schwer freizulegen.

Das kleinste mir vorliegende Exemplar misst 20 *mm* in der Länge und fast etwas mehr in der Breite. Stücke von über 30 *mm* Länge besitzen schon eine merklich unterhalb der Länge bleibende Breite. Ein Exemplar von 37 *mm* Länge ist nur mehr 32 *mm* breit. Das grösste der abgebildeten Stücke, von 57 *mm* Länge, besitzt eine Breite von 43 *mm*. Es ist aber noch nicht das grösste der vorliegenden Exemplare, deren eines gewiss 70 *mm* Länge erreicht haben muss, daher zu den grössten aller bisher bekannten Repräsentanten dieser Gattung zählt. Nur *Rhynchonellina Paronai Böse* und etwa noch *Rh. Hofmanni Boeckh* erreichen ähnliche Dimensionen.

Die Schale ist faserig, die Fasern derselben sind ziemlich fein und oft ein wenig unregelmässig hin- und hergewunden. Die callösen Anschwellungen der Schale an den Wirbeln bewirken es, dass der Steinkern dieser Form ein recht verschiedenes Aussehen gegenüber der Gestalt von Schalenexemplaren erhält. Insbesondere erscheint der Schnabel dreilappig (Tab. II, Fig. 5). Die auffallend schmalen Muskeleindrücke treten auf der Medianlinie beider Klappen als erhabene Wülste, die oft kräftig radialgefurcht sind, mehr oder minder stark hervor. Ein eigentliches Medianseptum in der kleinen Klappe ist nicht vorhanden; ebenso fehlen, wie durch mehrfache Schliffe sicher constatirt wurde, dieser Art die bei vielen Rhynchonellinen entwickelten Zahnstützen im Schnabel der grossen Klappe. Das Vor-

handensein eines Medianseptums und die Existenz von Zahnstützen können somit nicht in die Gattungsdiagnose von *Rhynchonellina Gemm.* aufgenommen werden (vergl. auch Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1894, S. 569).

Schleift man Exemplare vom Schnabel her an (Tab. II, Fig. 1, 2, 3), so dauert es geraume Zeit, ehe die callöse Verdickung der Schnabelspitze einen inneren Hohlraum erkennen lässt; tiefer öffnet sich der Callus nach vorn, entsprechend dem Deltidialloche und die Schalenverdickungen der Aussenseite beginnen sich durch die Einfurchung der Muskeleindrücke zu trennen. In der Schalenverdickung des Wirbels und Schlossfortsatzes der kleinen Klappe erscheinen bald zwei Hohlräume, die durch eine mediane Schalenpartie geschieden werden. Während die Seitenwände verschwinden, bleibt jene mediane Schalenpartie bestehen und ragt als ein gegabelter Fortsatz ins Innere des Gehäuses (Fig. 1g). Bald löst sich auch die Verbindung der Gabel mit der äusseren Schale, der Stiel der Gabel selbst theilt sich und entwickelt sich als die beiden Crura, während die beiden Zacken der Gabel offenbar die scharfen oberen, nach innen gerichteten Fortsätze der Crura darstellen. Dass die beiden Crura eng verbunden in der Medianlinie entspringen, davon überzeugt man sich auch durch Schliffe parallel zur Commissur von der kleinen Klappe her, wie solche in Fig. 4 (Tab. II) dargestellt wurden. Diese Schliffe zeigen auch das Vorhandensein einer inneren Duplicatur der oberen Schnabelwand, die als gegen innen und abwärts offene Rinne sich repräsentirt. Aehnliche Bildungen sind bei Spiriferiden (*Retzia Adrieni de Vern.* bei J. Hall und J. M. Clarke *Brachiopoda*, 2. Bd 1895, pag. 788) und Terebratuliden (*T. turcica m.* im Jahrb. d. geol. R.-A. 1891, pag. 106) bekannt geworden, sie kommen sonach den verschiedensten Unterabtheilungen gleichmässig zu.

Durch Anschleifen eines Exemplares der sicilianischen *Rhynchonellina Suessii* überzeugte ich mich, dass auch bei dieser Art die Ursprungsstellen der Crura einander sehr nahe liegen. Es kam mir bei Gelegenheit dieser Untersuchung der Gedanke, ob nicht die ihrer generischen Stellung nach als unsicher geltende *Waldheimia* (*Cruratula*) *faucensis Rothpl. sp.*, in welcher Rothpletz und Andere eine *Rhynchonella* erblicken wollen, zu *Rhynchonellina* gehören könne. Die Bilder der Schliffe, die ich von dieser Art seinerzeit entworfen habe, stimmen aber durchaus nicht mit denen von *Rhynchonellina Geyeri* und *Suessii*, dagegen aufs Beste mit jenen von *Cruratula Eudora* und verwandten Hallstätter Formen überein.

Ueber die Lage und Länge der Crura gibt natürlich ein Schliff von der Seite her, ein Cruralschliff, der in diesem Falle fast gleichbedeutend ist mit einem Medianschliffe, die besten Aufschlüsse. Ein solcher wurde (Taf. II, Fig. 7) zur Darstellung gebracht und zeigt die Länge der Crura, deren innere hackenförmige Verbreiterung nächst dem Schlossrande, ebenso wie die innere Verdoppelung der an und für sich dicken Aussenschale des Schnabels in vortrefflicher Weise. Diese innere Verdoppelung scheint in dem hier vorliegenden Falle wohl nichts anderes zu sein, als eine ins Innere des Schnabelraumes fortsetzende Verlängerung des theilweisen Verschlusses der Deltidial-

öffnung von oben her, wie aus einem Vergleiche mit dem Medianschliffe eines kleineren Exemplares der Art (Tab. I, Fig. 10) hervorgehen dürfte. Derartige partielle Verschlüsse der Deltidialöffnung zeigen insbesondere die verkieselten Exemplare der *Rhynchonellina Sturi m.* und *Rh. tubifera Suess spec.* (vergl. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1894, Tab. VIII, Fig. 43, 46; Tab IX, Fig. 25, 27) in ausgezeichneter Weise.

Die Unterschiede gegenüber der nächststehenden glatten Art, als welche bereits *Rhynchonellina Suessii Gemm.* bezeichnet wurde, ergeben sich aus der voranstehenden Beschreibung. Noch weit weniger nahestehend sind die übrigen, bisher bekannten glatten Arten. Unter den berippten Arten stehen wohl *Rhynchonellina Paronai Böse* (*Rh. Hofmanni Boeckh* bei Parona) aus dem Unterlias von S. Rocco di Adrara in der Lombardei und *Rh. Hofmanni Boeckh* aus dem Unterlias des Bakonyerwaldes am nächsten. *Rhynchonellina Paronai* ist indessen eine deutlich berippte Art mit niedergebogener Stirn, kann somit mit der hier beschriebenen Art specifisch nur entfernt verglichen werden. Etwas schwieriger liegt der Fall bei der sehr fein, und wie es scheint besonders bei älteren Stücken, undeutlich berippten *Rh. Hofmanni*. Aber auch sie wird ja noch neuestens von E. Böse mit Bestimmtheit zu den berippten Arten gestellt und wenn es zudem richtig ist, dass die kleineren, deutlich berippten Stücke, die Boeckh abbildet, wirklich mit den grösseren, schwach oder undeutlich berippten zusammengehören, so würde auch die individuelle Entwickelung beider Arten eine ganz verschiedene sein, da gerade diese Jugendstadien erheblich differiren.

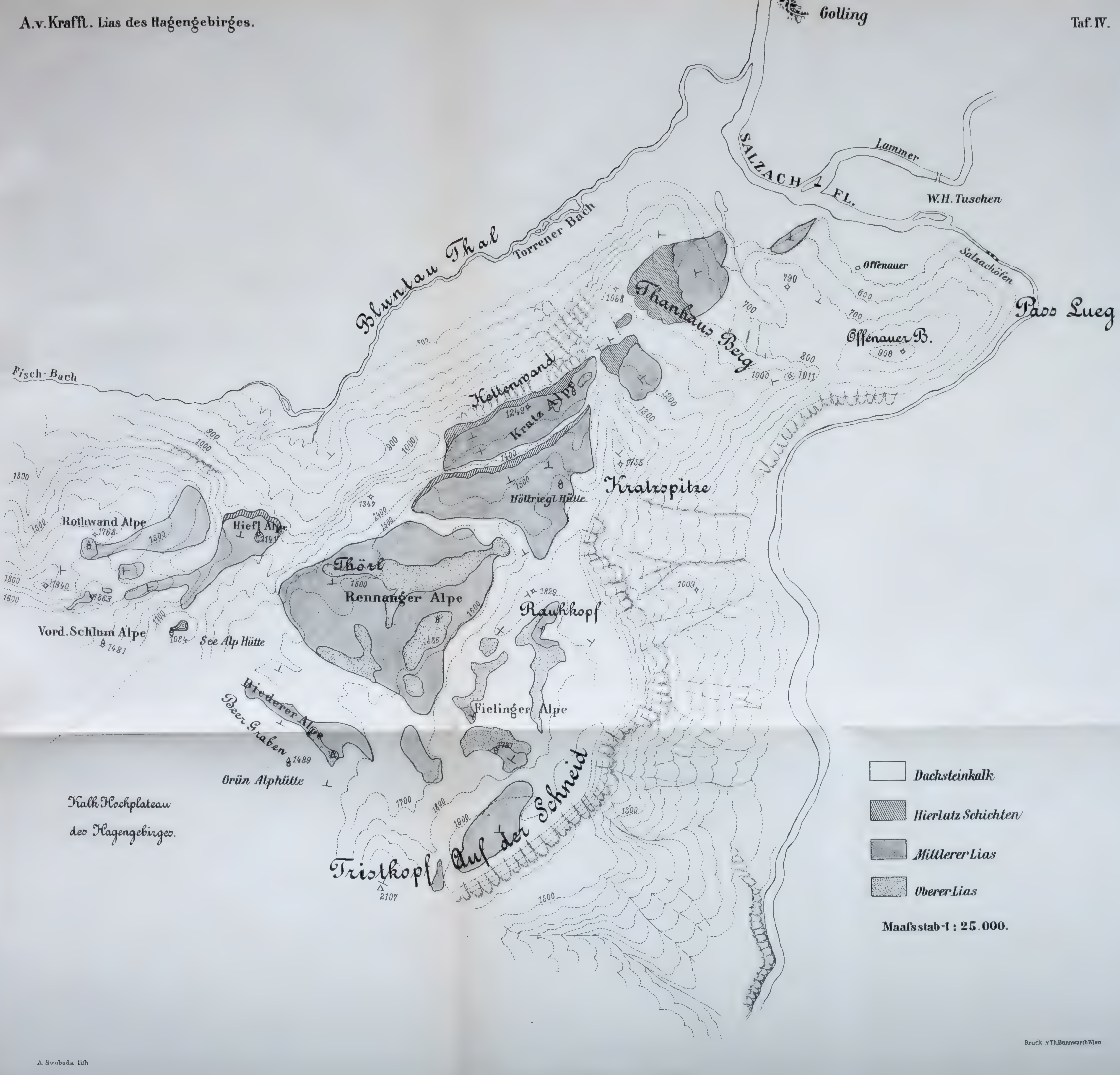
Durch *Rhynchonellina Geyeri* wird die ohnehin so überaus vielgestaltige Formengruppe dieser Brachiopodengattung um einen Typus bereichert, der in seinem ausgeprägt spiriferenartigen Habitus noch jene Arten dieser Gattung, durch welche derselbe bisher repräsentirt wurde, weit übertrifft. Die mit sehr stark übergebogenem Schnabel versehenen Exemplare der Art, besonders jene, welche eine mehr birnförmige Gestalt besitzen, erinnern aber (Tab. I, Fig. 4) auch aufs Lebhafteste an gewisse Waldheimien der Gruppe *Cruratula m.*, vor allem an die Raibler *Cr. Eudoxa m.* (Abhandl. XIV, Tab. IV, Fig. 19, 20), sowie andererseits an die bekannte Liasart der Südalpen *Terebr. Rotzoana Schaur.* und verwandte Terebratuliden.

Eine Zusammenstellung der so ungemein formenverschiedenen Gestalten der Gattung *Rhynchonellina* auf einer Tafel würde ein überaus interessantes Bild und einen der anschaulichsten und lehrreichsten Belege dafür bieten, wie geringen Werth für die Erkennung der wahren verwandtschaftlichen Beziehungen bei den Brachiopoden alle einzelnen, auf rein äusserlichen Merkmalen beruhenden Verschiedenheiten der Gestalt und Sculptur beanspruchen dürfen. Gerade *Rhynchonellina* ist, wie bereits einmal (im Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1894, S. 568) hervorgehoben wurde, eine Gattung, die sich wie vielleicht keine zweite eignet, die Vielgestaltigkeit nächstverwandter Brachiopodenformen bildlich vor Augen zu führen.

Vorkommen der Art. *Rhynchonellina Geyeri* hat sich nach den oben citirten Angaben des Herrn G. Geyer bisher, und zwar

gesellig mit Ausschluss jeder anderen Art an zwei benachbarten Stellen der Gegend SW von Oberdrauburg in Kärnten, in den Gailthaler Kalkalpen gefunden, und zwar: östlich vom Schutzhause auf der Pirkacheralpe am Hochstadl (von da stammen alle abgebildeten Exemplare) und auf dem zur Schartenalpe führenden Saumwege im Ostgehänge des Pirknergrabens.

Dem Alter nach wird diese Art von G. Geyer als wahrscheinlich rhätisch (= Kössener Niveau) angegeben.


Golling
SALZACH FL.
Lammer
W.H. Tuschen
Salzachöfen
Pass Lueg
Offenauer
Offenauer B.
Thanhaus Berg
Bluntau Thal
Torrener Bach
Fisch-Bach
Kettenwand
Kratz Alpe
Höllriegl Hütte
Kratzspitze
Rothwand Alpe
Hiefl Alpe
Thörl
Rennanger Alpe
Rauhkopf
Vord. Schlum Alpe
See Alp Hütte
Biederer Alpe
Beer Graben
Grün Alphütte
Fielinger Alpe
Auf der Schneid
Tristkopf
Kalk Hochplateau des Hagengebirges.
Dachsteinkalk
Hierlatz Schichten
Mittlerer Lias
Oberer Lias
Maafsstab 1 : 25.000.
A. Swoboda lith.
Druck v. Th. Bannwarth Wien

Tafel V. [I.]

Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten.

Erklärung zu Tafel V. [I.]

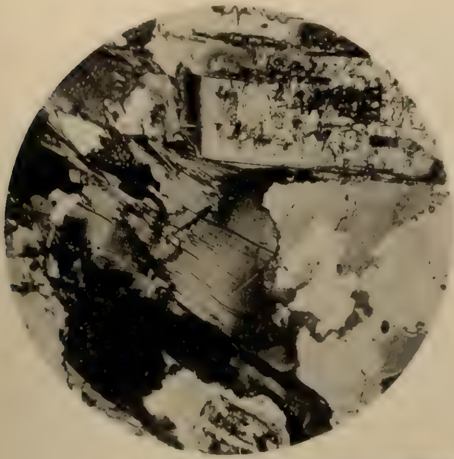
Fig. 1. Tonalitgneiss, Kramarca. × Nicols. Gebogener und geknickter Biotit mit einer eingeschlossenen Nadel von Apatit. Unten Plagioklas umhüllt von neugebildetem (in Auslöschungsstellung befindlichen) Biotit. Oben ein Plagioklasdurchschnitt || *M* mit Zonenstructur und inhomogenem Kern. Kataklase.

Fig. 2. Tonalitgneiss, Wistra. × Nicols. Drei mit einander parallel verwachsene Plagioklase. Schnitte in der Prismenzone. Der zonare Aufbau ist durch die den Zonen folgende Verwitterung deutlich sichtbar. Tracen von *l*, *t*, *M* und *y*. Kataklase.

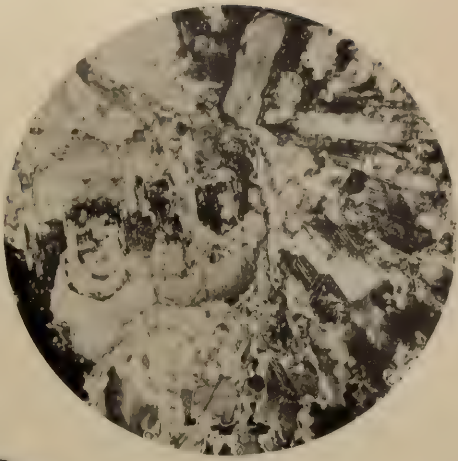
Fig. 3. Tonalitgneiss, Kramarcagraben. (Polarisator, eingeengter Beleuchtungskegel, tiefe Einstellung). Der hellere Mikroklin hebt sich sehr deutlich vom Plagioklas ab, der vielfach zerborsten ist. In eine so gebildete Kluft ist die noch flüssige Mikroklinmasse eingedrungen. Der Mikroklin innerhalb und ausserhalb der Kluft ist optisch einheitlich orientirt.

Fig. 4. Tonalitgneiss. Wistra. × Nicols. Kataklase am Quarz: zuckerkörniger Quarz, Streifenquarz. Etwas unterhalb der Mitte ein zerborstener Plagioklas, dessen Theile an einander verschoben und wieder verkittet wurden. Ein ähnlicher Fall links oben.

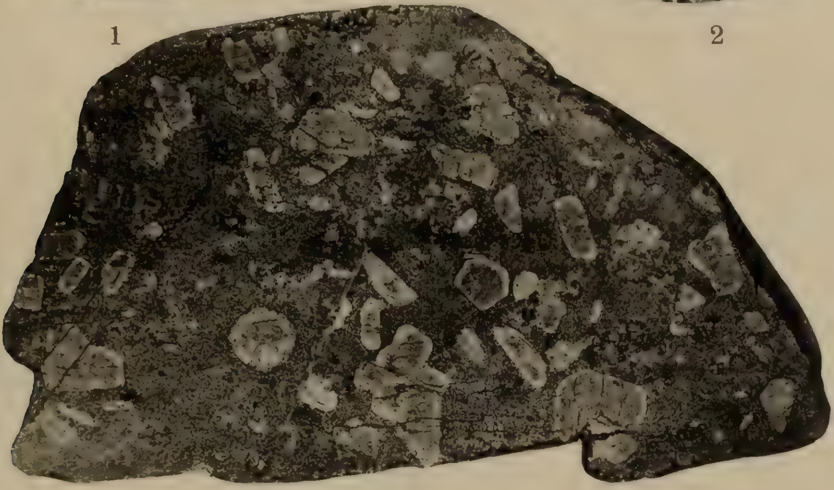
Fig. 5. Randporphyr, Gerölle des Leppenbaches. Zwei Drittel der natürlichen Grösse. Typus der porphyrartigen Randfacies des Granitzuges. Dunkle Hornblendesäulen und von Plagioklas umsäumte Mikroklinkrystalle liegen in einer feinkörnigen durch winzige Biotitschüppchen wie punktirt erscheinenden Grundmasse.



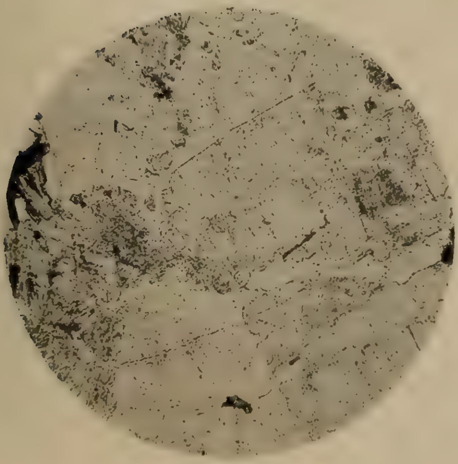
1



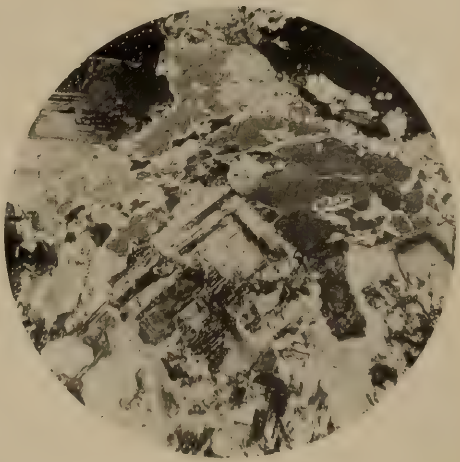
2



5



3



4

Photogr. vom Autor. Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Tafel VI. [II.]

Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten.

Erklärung zu Tafel VI. [II.]

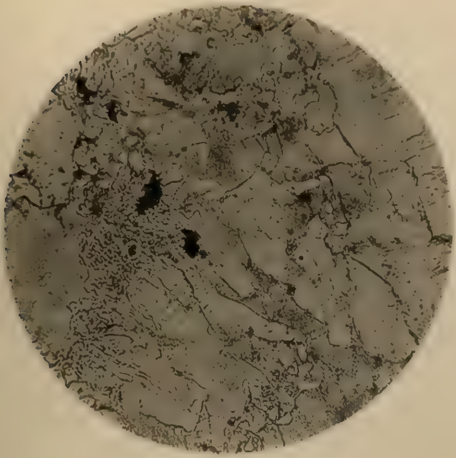
Fig. 1. Randporphyr. (Eingeengter Beleuchtungskegel, hohe Einstellung). Granophyrische Verwachsung zwischen Quarz und Mikroklin. Der Quarz erscheint heller.

Fig. 2. Randporphyr, Leppen. × Nicols. Gegenstück zu Fig. 4 auf Tafel V. [1.]: Mangel an Kataklase in den Gesteinen des Granitltzuges. Plagioklase (Doppelzwillinge) mit runden (elliptischen) Zonen.

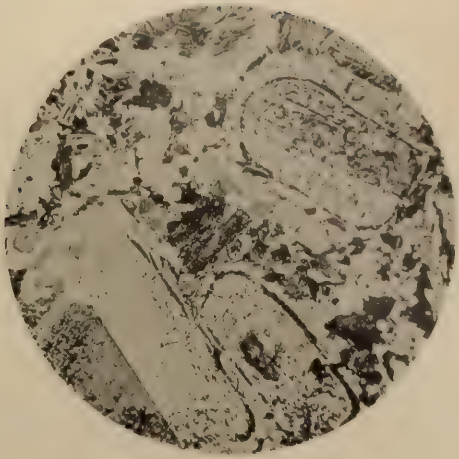
Fig. 3. Randporphyr (× Nicols). In der Mitte ein auf Dunkel gestelltes Mikroklinkorn der posteruptiven Epoche mit mehreren randlich eingesenkten Mikropegmatitzapfen.

Fig. 4. Randporphyr, Javoria. × Nicols. Oligoklas-Doppelzwilling. Angenäherte „ε-Stellung“ (die Albitlamellen nicht sichtbar). Undeutlicher Aufbau aus abgerundeten Zonen. Am Rande ein nur stückweise erhaltener Mantel von Mikroklinmikroperthit. Im rechten (unteren) Individuum treten die hellen Mikroperthitspindeln deutlich hervor.

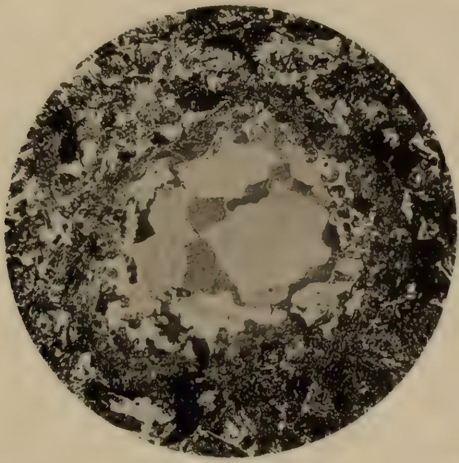
Fig. 5. Quarzführende, basische Concretion, Topla. × Nicols. Quarz in Form eines Aggregates, umhüllt von einem dunklen aus dichtgescharten Augit- und Hornblendekrystallen bestehenden Mantel. Quarz als wahrscheinlich älteste Ausscheidung eines basischen Magmas.



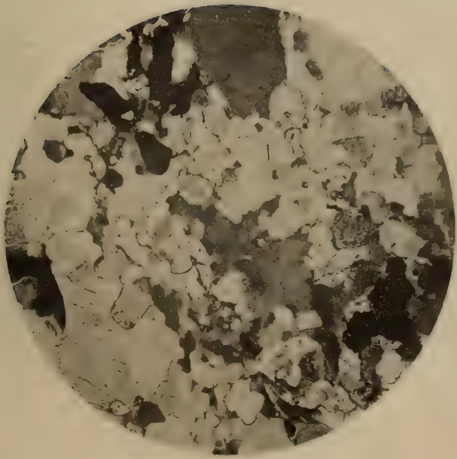
1



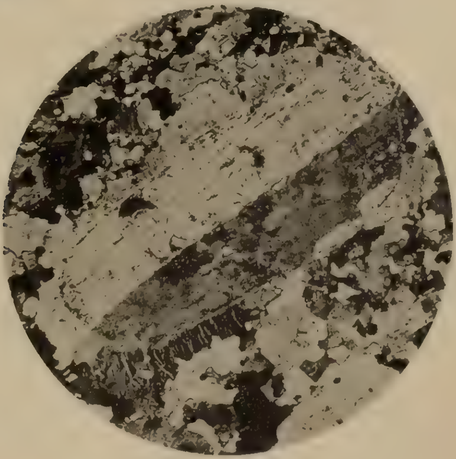
2



5



3



4

Photogr. vom Autor. Lichtdruck v. M. Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. XLVII 1897.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumoffskygasse 23.

Tafel VII. [III].

Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten.

Erklärung zu Tafel VII. [III].

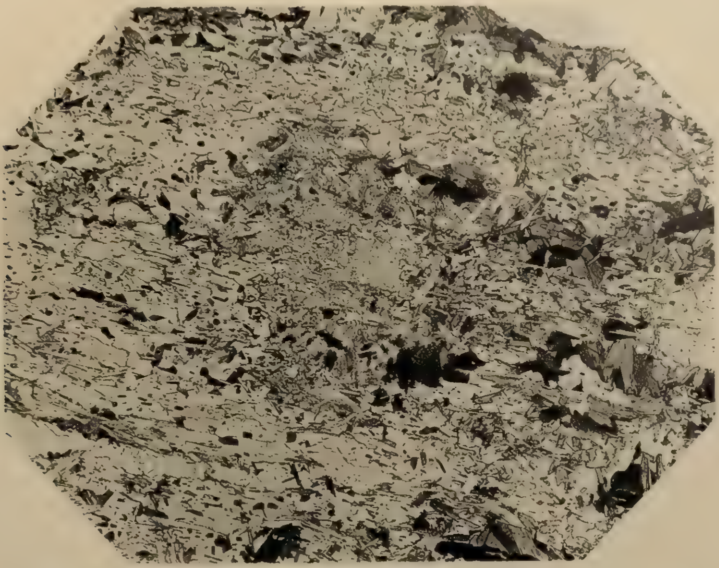
Fig. 1. Andalusit-Schieferhornfels, Remscheniggraben (Polarisator, eingeengter Beleuchtungskegel, Hochstellung, schwache Vergrösserung, 1:10). Schliff senkrecht zur Schieferung. Die Spaltrisse von Biotit gehen theils parallel mit der Schieferung, theils stehen sie dazu quer. Links eine am Rande gegen das Innere auskeilende Quarzlinse. In der Mitte eine feingekörnelte stärker lichtbrechende Partie, die zum grösstentheil aus Andalusit besteht. Beachtenswerth ist die grosse Menge von Mikroklin, der sich durch seine schwächere Lichtbrechung gut abhebt, sowie die Unzahl von kleinen Einschlüssen (Contactstructur Salomon's).

Fig. 2. Andalusit-Schieferhornfels, Remscheniggraben (Polarisator, eingeengter Beleuchtungskegel. Vergrösserung, 1:45). Schliff senkrecht zur Schieferung. Cordierit mit Einschlüssen von Apatit, Biotit und Muscovit (Contactstructur), umgeben von Andalusit, der (in der Mitte rechts) aderartig den Cordierit durchdringt.

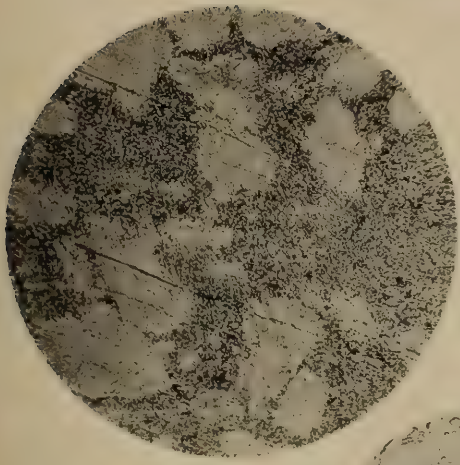
Fig. 3. Cordierit-Glimmerhornfels, Schaida. (Ohne Nicols, schwache Vergrösserung, 1:10). Die hellen feinpunktirten Flecken bestehen aus Cordierit. Man beachte die gezackten Aussenränder und die hellen (einschlussfreien) randlichen Säume. Diese Cordieritkörner liegen in einer grösstentheils aus Biotit bestehenden Zwischenmasse.

Die dunklen Striche, die das Schliffbild nahezu parallel zu einander durchziehen, bestehen aus winzigen Erzpartikelchen und sind die Reste der ehemaligen Schieferung.

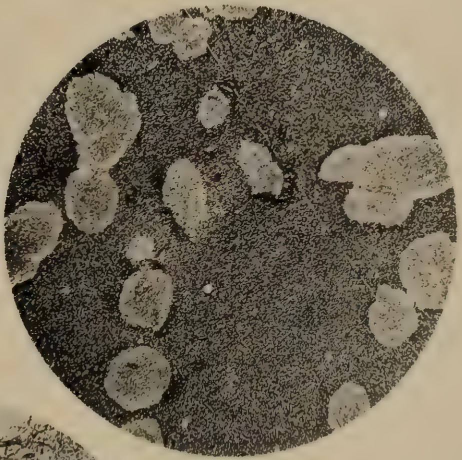
Fig. 4. Cordierit-Glimmerhornfels vom M. Doja. Vergrösserung 1:10. Die hellen Flecken sind Cordierit. Man beachte die wohl abgerundete Form im Gegensatze zu Fig. 3. Die Zwischenmasse ist bedeutend feinkörniger als in Fig. 3.



1



3



4

2

Photogr. vom Autor. Lichtdruck v. M. Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. XLVII 1897.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumoffskygasse 23.

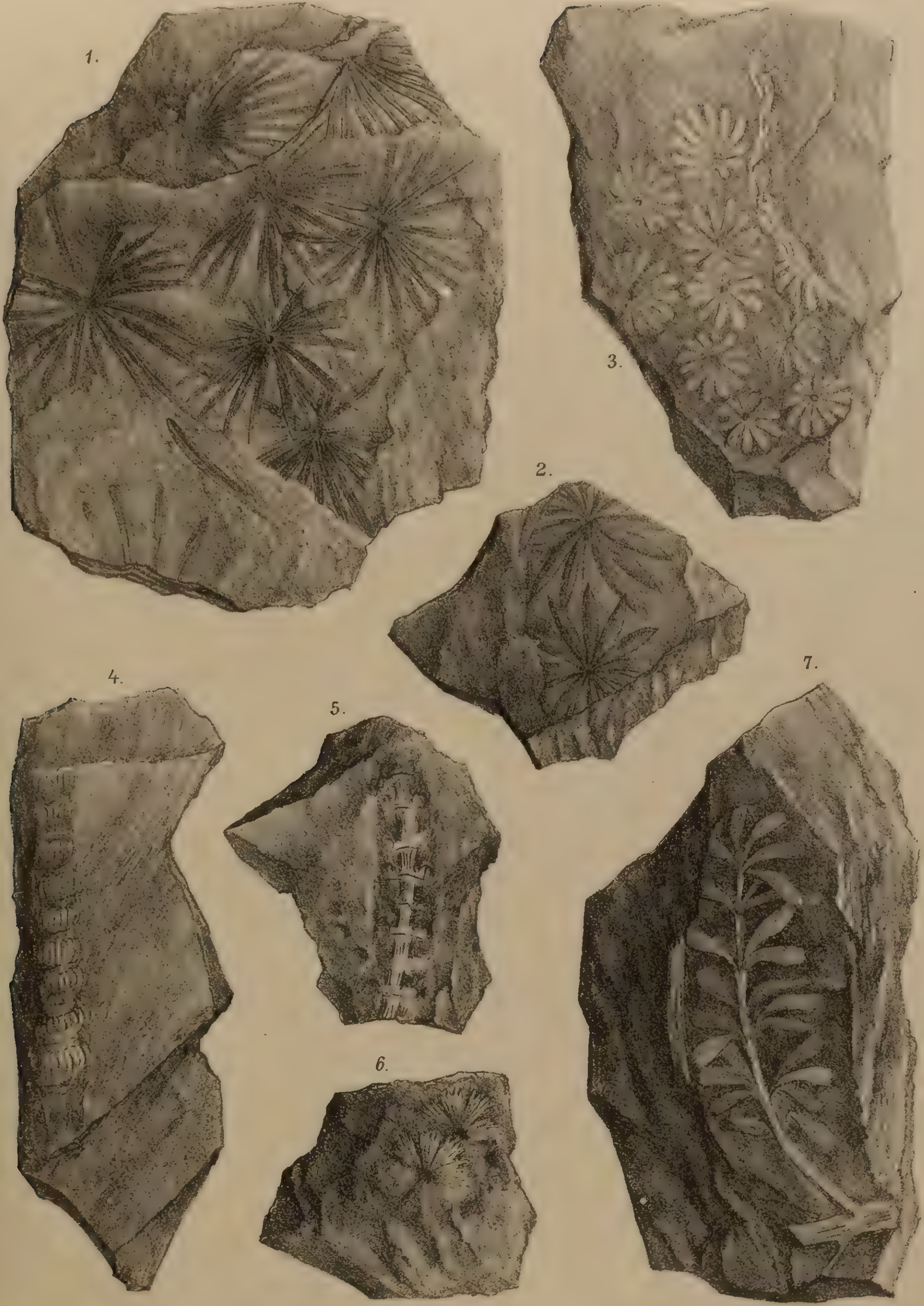
Tafel VIII.

Die Carbonflora des Steinacherjoches.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1. *Annularia longifolia Bgt.*
Fig. 2. *Annularia fertilis Stbg.*
Fig. 3. *Annularia brevifolia Bgt.*
Fig. 4. *Calamostachys cfr. Volkmannia gracilis Stbg.*
Fig. 5. *Stachannularia tuberculata Weiss.* (*Bruckmannia tuberculata Stbg.*)
Fig. 6. *Sphenophyllum erosum Lindl et Hutt. var. saxifragaefolium.*
Fig. 7. *Sphenophyllum emarginatum Bgt.*

Fig. 1 und 5 vom Fundorte am Nordwestgrate des Eggerjoches; Fig. 2 von den oberen Farbengruben; Fig. 3 und 4 vom Fundorte unter der Daubenkuppe; Fig. 6 vom Fundorte auf der Südostseite des Eggerjoches; Fig. 7 vom Hauptfundorte.



A. Swoboda n.d.Nat.gez.u.lith. Lith.Anst.v.Th.Bannwarth, Wien.

Verlag der k.k.Geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumoffskygasse 23.

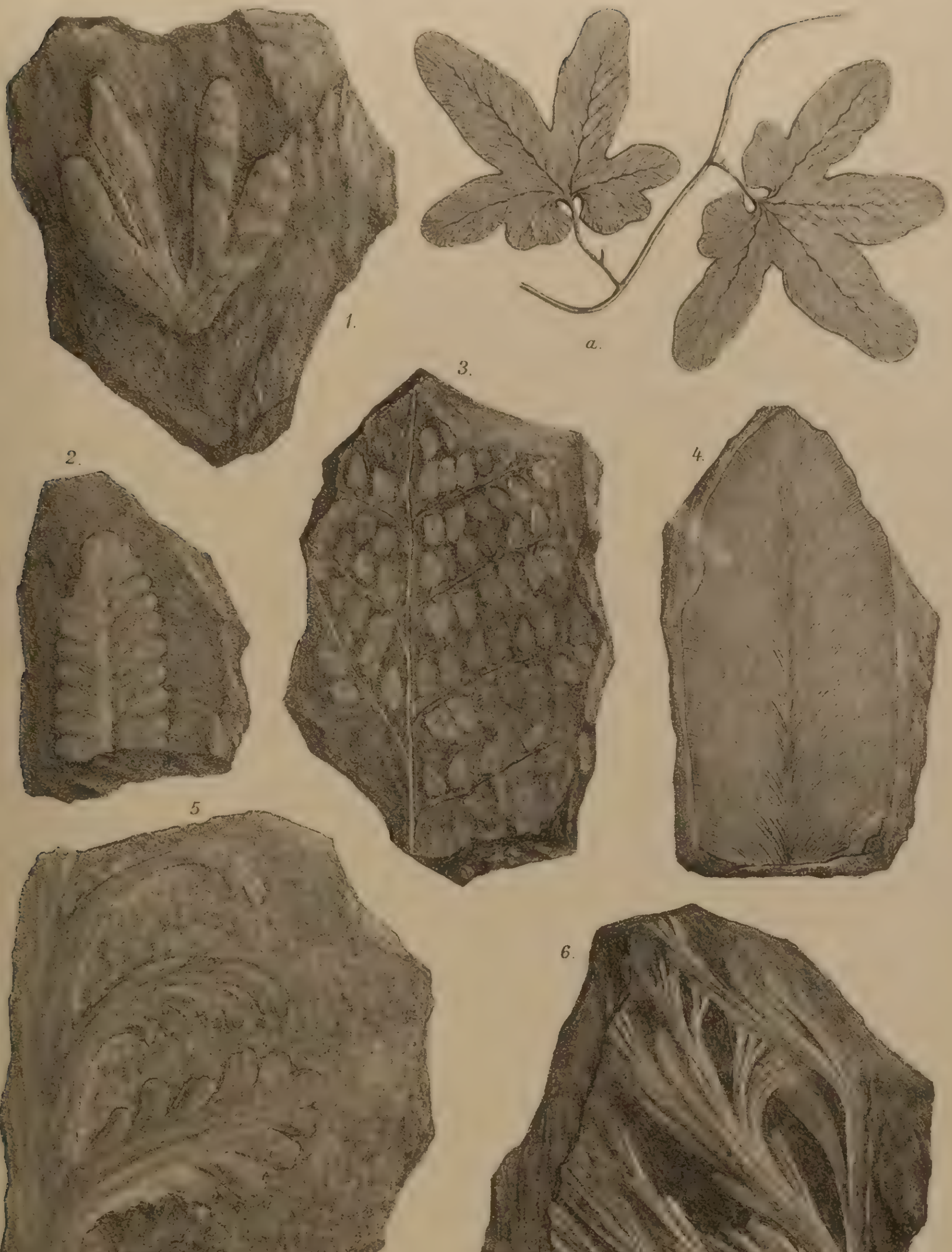
Tafel IX.

Die Carbonflora des Steinacherjoches.

Erklärung zu Tafel IX.

Fig. *a*. Theilstück einer Ranke von *Lygodium palmatum Schwarz.*
Fig. 1. *Lygodium Stachei Stur.*
Fig. 2. *Pecopteris unita Bgt.* Grossblättrige Form.
Fig. 3. *Neuropteris Loschii Bgt.* Kleinblättrige Form.
Fig. 4. *Neuropteris acutifolia Bgt.* Breitblättrige Form.
Fig. 5. *Rhacophyllum filiciforme Gutb. sp.* Gelappte Form.
Fig. 6. *id.* Geschlitzte Form.

Fig. 1, 2 und 6 vom Hauptfundorte; Fig. 3 und 4 von den Farbengruben, Fig. 5 vom Fundorte unter der Daubenkuppe.



A. Swoboda n. d. Nat. gez. u. lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag der k.k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumoffskygasse 23.

Tafel X.

Die Carbonflora des Steinacherjoches.

Erklärung zu Tafel X.

Fig. *a*. *Lepidophyllum hastatum Lesqu.*
Fig. *b*. *Lepidophyllum brevifolium Lesqu.*
Fig. *c*. *Lepidophyllum elegans Lesqu.*

Fig. *a—c*. Copien nach Lesquereux: Atlas to the Coal Flora of Pennsylvania etc. Fig. *a* nach Taf. LXIX, Fig. 28, Fig. *b* nach Taf. LXIX, Fig. 33, Fig. *c* nach Taf. CVII, Fig. 11.

Fig. 1.} *Lepidophyllum Pichleri nov. sp.*
Fig. 2.}
Fig. 3. *Lepidophyllum majus Bgt. vel intermedium Lindl. et Hutt.*
Fig. 4.} Bruchstücke von *Lepidodendron obovatum Stbg.*
Fig. 7.}
Fig. 5. Zweigspitze von *Lepidodendron*.
Fig. 6. Vegetative Blätter von *Lepidodendron*.

Fig. 3 vom Hauptfundorte, die übrigen Stücke vom Fundorte unter der Daubenkuppe.

Tafel XI.

Rhynchonellina Geyeri,
ein neuer Brachiopode aus den Gailthaler Alpen.

Erklärung zu Tafel XI.

Rhynchonellina Geyeri Bittn. n. sp. und zwar:

Fig. 1. Kleinstes Exemplar in drei Ansichten.

Fig. 2. } Fig. 3. } Grössere Exemplare, Fig. 3 mit blossgelegter Area und Deltidialpartie.

Fig. 4. Ein schmäleres Stück mit besonders stark übergebogenem Schnabel.

Fig. 5. } Fig. 6. } Exemplare von mittlerer Grösse, bei denen die Länge die Breite schon merklich überwiegt; Fig. 6 mit freigelegter Arealpartie, im Profile typisch spiriferenartig gestaltet.

Fig 7. Arealpartie eines grossen Exemplars mit abgebrochener Schnabelspitze.

Fig. 8. Seiten- oder Profil-Ansicht eines grossen Exemplars mit gerader Stirne.

Fig. 9. Ein grosses Exemplar mit geschwungener Commissur und gehobener Stirn in drei Ansichten (der Schnabel desselben ist angewittert, erscheint daher in der Vorderansicht derart, als ob er eine terminale Oeffnung nach Terebratulidenart besässe).

Fig. 10. Ein Medianschliff, um die abgeflachte Gestalt des Wirbels der kleinen Klappe anschaulich zu machen.

A. Swoboda n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumoffskygasse 23.

Tafel XII.

Rhynchonellina Geyeri,
ein neuer Brachiopode aus den Gailthaler Alpen.

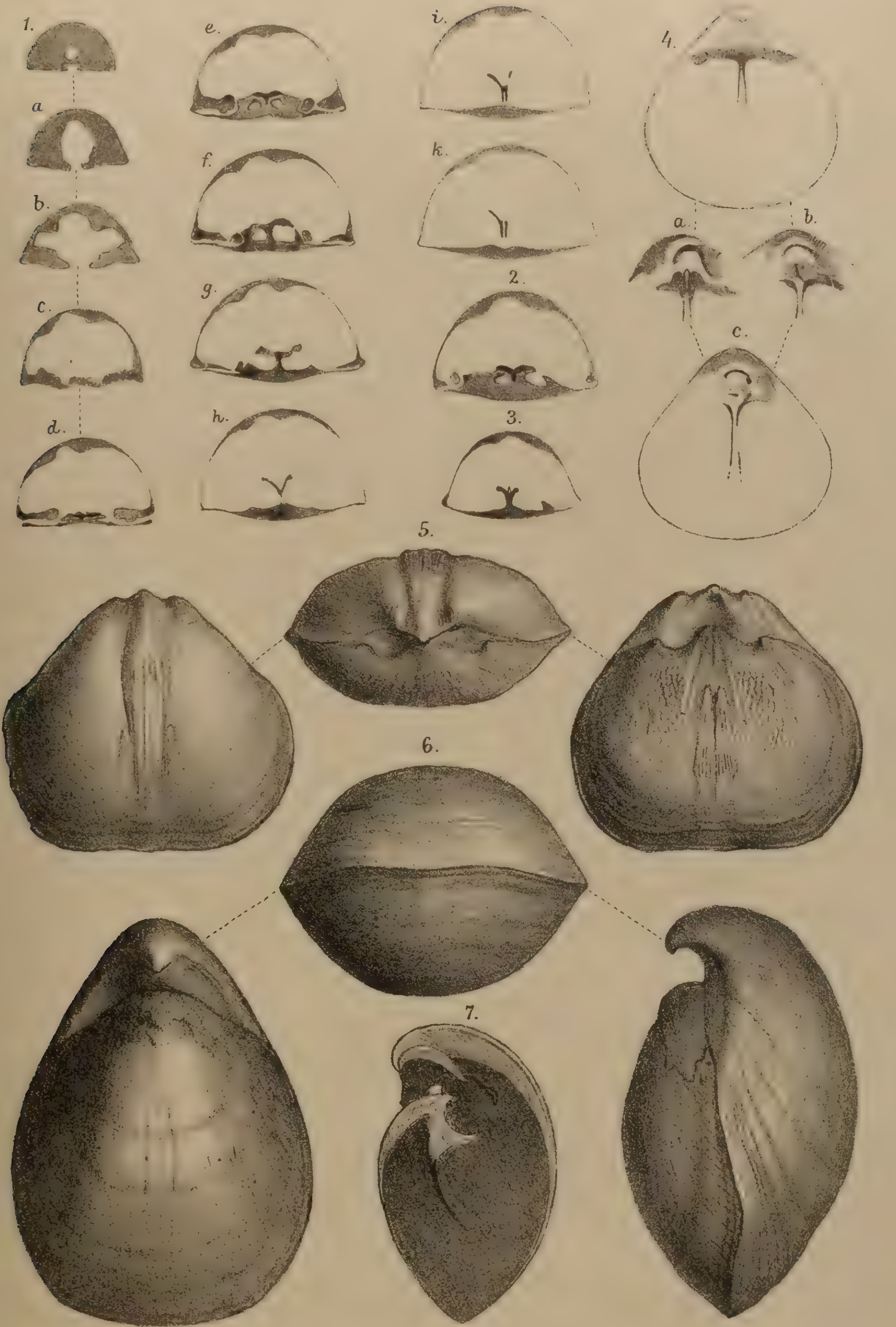
Erklärung zu Tafel XII.

Rhynchonellina Geyeri Bittn. n. sp. und zwar:

Fig. 1 *a—k*. Eine Reihe von Querschliffen, deren Erklärung in der Beschreibung gegeben ist.
Fig. 2. Ein Querschliff durchs Schloss, entsprechend dem Stadium zwischen *e* und *f* der ersten Reihe.
Fig. 3. Ein Querschliff entsprechend dem Stadium zwischen *g* und *h* der ersten Reihe. Figur 1 *a—k* nach einem breiteren Stücke mit verhältnissmässig schmaler Schlossplatte, die Figur 2 und 3 nach Exemplaren von schmälerer Gestalt mit breiter Schlossplatte der kleinen Klappe.
Fig. 4 *a—c*. Längsschliffe in der Commissurebene von der kleinen Klappe her.
Fig. 5. Ein Steinkern in drei Ansichten.
Fig. 6. Das grösste der wohlerhaltenen Exemplare in drei Ansichten.
Fig. 7. Ein Cruralschliff.

Alle Figuren auf dieser Tafel und auf Taf. XI sind in natürlicher Grösse gezeichnet. Die Originalexemplare befinden sich im Museum der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien.

A. Bittner: Rhynchonellina Geyeri n. sp.



A. Swoboda n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumoffskygasse 23.

Inhalt.

Heft 2.

Seite

Ueber den Lias des Hagengebirges. Von Albrecht von Krafft. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. IV) und 4 Zinkotypien im Text . 199

Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. Von Hermann Veit Graber. Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. V bis VII) und 14 Zinkotypien im Text 225

Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. Von Georg Geyer. Mit 8 Profilen im Text 295

Die Carbonflora des Steinacherjoches. Von Dr. Fritz v. Kerner. Mit 3 lithographirten Tafeln (Nr. VIII—X) 365

Rhynchonellina Geyeri, ein neuer Brachiopode aus den Gailthaler Alpen. Von A. Bittner. Mit 2 lithographirten Tafeln (Nr. XI und XII) . 387

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien, III., Erdbergstrasse 3.

Ausgegeben am 15. Mai 1898.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT

JAHRGANG 1897. XLVII. BAND.

3. u. 4. Heft.

Mit Tafel XIII—XVII.

Wien, 1898.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Commission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung,
I., Graben 31.

Uebersicht der Wirbelthierfauna des „Böhmischen Massivs" während der anthropozoischen Epoche[1].

Von J. N. Woldřich.

Einleitung.

Im Nachstehenden erlaube ich mir eine Uebersicht der Wirbelthierfauna des „Böhmischen Massivs" auf Grundlage eigener Studien zu bieten, mit denen ich mich vom Jahre 1873 bis zum heutigen Tage befasste und die sich auf die anthropozoische Epoche, nämlich das Diluvium (fossile Fauna) und das Alluvium (subfossile prähistorische Fauna) beziehen.

Nachdem ich durch mehrere Jahre während der Ferien im Böhmerwalde, vornehmlich in der weiteren Umgebung von Winterberg, Gross-Zdikau, Bergreichenstein u. s. w., vergeblich nach unzweifelhaften Spuren der Glacialthätigkeit gesucht, gelang es mir, dieselben vom paläontologischen Standpunkte aus aufzufinden. Im Jahre 1879 fand ich nämlich in zwei grossen Spaltenhöhlen im Urkalke bei Zuzlawitz Knochenreste einer diluvialen Fauna (über 9000 Stück Knochen und bei 13.000 Stück Zähne) der verschiedensten Thierformen, welche bei uns bis dorthin unbekannt, und nicht nur für Böhmen, sondern für das centrale Europa von Bedeutung waren. Die Resultate meiner diesbezüglichen eingehenden Studien veröffentlichte ich in den Sitzungs-Berichten der kais. Akad. d. Wiss. in Wien und der königl. böhm. Ges. d. Wiss. in Prag in den Jahren 1880, 1881 und 1883. Schon früher und besonders seit dieser Zeit befasste ich mich als damaliger Gymnasial-Professor in Wien mit diesem Fache und bestimmte nicht nur meine eigenen Knochenfunde, sondern auch ein reiches Material, das mir aus Böhmen, Mähren, Nieder-Oesterreich und auch aus anderen, ausserösterreichischen, Ländern zugesendet wurde. Die Anfänge dieses Studiums waren damals bei uns genug beschwerlich, nicht allein wegen des Mangels an geeignetem Vergleichsmateriale, sondern auch wegen Mangel der einschlägigen, in verschie-

[1]) Diese Arbeit erschien gleichzeitig in böhmischer Sprache (Přehled obratlovců „Českého massivu" atd. in den Schriften der Königl. böhm. Ges. d. Wiss. in Prag, 1897.

denen Fachschriften diverser Länder zerstreuten Fachliteratur. Diese Schwierigkeiten empfand ich besonders, als ich im Jahre 1878 eine Monographie „Ueber diluviale Caniden“ in den Densksch. der kais. Akad. in Wien veröffentlichte. Damals war selbst in den grossen öffentlichen Sammlungen Wiens, von anderen nicht zu reden, ausser einigen Knochen grosser Diluvialsäuger von der Mikrofauna nichts vorhanden. In der erwähnten Arbeit stellte ich zuerst einen vollständigen Ueberblick der diesbezüglichen europäischen Fachliteratur von Esper (1774) bis zum Jahre 1878 zusammen, wodurch nicht nur meine, sondern auch die Arbeit anderer späteren Forscher erleichtert wurde.

Im Jahre 1880 machte auch K. Maška einen reichen Fund an Diluvialknochen in den Stramberger Höhlen in Mähren, von denen ich die Fauna der Čertova díra selbst und dann die Fauna der Šípka im Vereine mit Maška bestimmte. Aus der Reihe anderer durch Reichhaltigkeit des Inventars hervorragenden Funde seien nur erwähnt: Willendorf, Gudenushöhle und besonders Schusterlucke, sämmtlich in Niederösterreich (auf dem rechten Donauufer), ausgegraben durch Fr. Brun und P. Hacker; an dem hier gewonnenen, über 23.000 Stück Knochen zählenden Materiale arbeitete ich im k. u. k. Hofmuseum in Wien, während meines Reichsrathsmandates, durch drei Jahre.

Aus meinen zahlreichen diesbezüglichen Publicationen, welche in den Schriften der kais. Akad. d. Wiss. in Wien, der k. k. geol. R.-A., der anthropologischen Ges. in Wien, der königl. böhmischen Ges. d. Wiss. in Prag und der Česká Akademie cís. Frant. Josefa in Prag erschienen sind, sind in den weiter folgenden Zeilen die Resultate dieser Studien übersichtlich zusammengefasst, welche sich hauptsächlich auf das Königreich Böhmen, auf Mähren und Niederösterreich beziehen, also auf ein Gebiet, das in der Geologie die Bezeichnung „Böhmisches Massiv“ zu führen pflegt. In demselben liegen fast alle oben angeführten Fundstätten, nämlich Zuzlawitz, Schusterlucke, Gudenushöhle, Willendorf u. s. w., zu denen sich die Umgebung Prags, Aussigs, Berauns u. s. w. in Böhmen gesellen. Die mährischen Stramberger Höhlen gehören zwar nicht diesem Massive an, wohl aber seiner Umrandung, und die Diluvialfauna derselben ist ihrem Inhalte nach so innig mit der Diluvialfauna des gesammten Gebietes verknüpft, dass es nöthig erscheint, dieselbe hier mit in Betracht zu ziehen. Sämmtliche Formen der Wirbelthiere des weiter unten folgenden Verzeichnisses habe ich bis auf unbedeutende Ausnahmen selbst bestimmt und auch constatirt. Die Formen, welche vor mir in Böhmen, Mähren und Niederösterreich constatirt wurden, sind entsprechend bezeichnet; die Autoren selbst sind bei letzteren zwei Ländern allgemein angeführt. Bezüglich des Königreiches Böhmen erlaube ich mir das Fortschreiten der diesbezüglichen Studien und der Literatur nachstehend anzuführen. Hiebei sei im Vorhinein bemerkt, dass einige der angeführten fremden Arbeiten, welche doch auf Wissenschaftlichkeit Anspruch erheben, meine vorhergehenden Studien nur gezwungen erwähnen oder dieselben todtschweigen oder verdrehte Citate anführen.

Folge der Literatur betreffend die diluviale Wirbelthierfauna im Königreiche Böhmen.

Abgesehen von einigen älteren allgemeinen und unbestimmten Berichten, betreffend die Funde von riesigen Knochen, beginnt die wissenschaftliche Fachliteratur in Böhmen mit dem Jahre 1873, und zwar in der nachstehenden Folge:

J. N. Woldřich: „Ueber neue Fundorte von Mammuthknochen". Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1873 (aus Böhmen bei Tschausch).

G. Laube: „Ueber einen Fund diluvialer Thierreste aus dem Elbelöss bei Aussig". Sitzb. d. k. böhm. Gesellschaft der Wiss., Prag 1874. Es werden die nachstehenden Formen angeführt: *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Ursus spelaeus* und der Steinbock?

A. Frič: „Ueber einen Hyänenschädel". Sitzb. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. Prag, Mai 1874. *Hyaena spelaea.*

— „Untersuchung der Dvoretzer Höhle bei Prag". Sitzb. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. Prag 1875. Ein Mammuthknochen.

— „Wirbelthierfauna in der Vorzeit Böhmens". Jahressitzung der königl. böhm. Ges. d. Wiss. Prag 1877. Es werden angeführt: *Elephas primigenius, (E. antiquus?), Rhinoceros tichorhinus,* Renthier, Pferd, *Ursus spelaeus, Hyaena spelaea,* somit sechs diluviale Säugethiere. Die Reste von *Bos primigenius,* vom Steinbock und vom Murmelthier werden nicht dem Diluvium, sondern dem Alluvium zugezählt.

J. Kořenský: „Ueber den Fund eines Eckzahnes von *Hyaena spelaea* bei Hlubočep". Sitzb. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. Prag 1877.

J. N. Woldřich: „Diluviale Fauna von Zuzlawitz im Böhmerwalde". Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1880 (pag. 60, 4 Tafeln); über 30 Formen von Säugethieren und Vögeln. — „Diluvialní fauna u Sudslavic v Šumavě". Král. společ. náuk. Praha 1880; Derselbe Inhalt im Auszug.

— „Diluviale Fauna von Zuzlawitz im Böhmerwalde". Zweiter Theil. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1881, Juniheft (pag. 93, 4 Tafeln); enthält über 100 Formen von Säugethieren und Vögeln. — Druhá zpráva o fauně diluvialní u Sudlavic v Šumavě". Král. spol. náuk v. Praze, v červnu 1881; Derselbe Inhalt im Auszug.

G. Laube: „Neue Knochenfunde aus dem Löss von Prag". Verh. d. k. k. geol. R.-A. in Wien 1881, Nr. 6. Steinbock, Renthier, Nashorn, Pferd.

J. Kořenský: „O diluvialní fauně jeskynní v okolí Tetínském". Kr. spol. nauk. Praha 1881. Die Literatur wird richtig angeführt, auch meine beiden Arbeiten über die Fauna von Zuzlawitz, sowie auch meine frühere Arbeit aus den Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien vom Jahre 1878. Es werden angeführt: *Ursus spelaeus, Bos primigenius?. Lupus vulgaris foss. Woldř. Felis leo spelaeus Goldf.*

Jos. Frič: „Uebersicht der diluv. Säugethiere Böhmens. Sitzb. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. Prag, 23. Nov. 1881. Ueber Anregung und unter der Leitung des Prof. Dr. A. Frič als Resultat zwanzigjähriger Arbeiten im Landesmuseum. Obwohl alle früher angeführten Arbeiten zusammen den Inhalt und den Umfang meiner bisherigen Publicationen nicht erreichen, werden dieselben in den Literaturcitaten dieser famosen Uebersicht der diluvialen Säugethiere Böhmens mit keinem Worte angeführt, wiewohl ich dieselben nach dem Erscheinen sofort an das Landesmuseum gesendet habe. Nur zum Schlusse dieses Geschreibsels wird in allgemeinen Erwägungen „der Zuzlawitzer, durch Woldřich beschriebenen Fundstätte, welche keine Lehmschichte, sondern nur eine Spalte im Urkalk-Steinbruche ist", erwähnt. Das ist Alles. Der Schreiber, welcher noch im Jahre 1881 die Hufthiere in *Pachydermata*, zu denen er *Rhinoceros*, *Elephas* und *Equus* zählt, und in *Ruminantia* theilt, führt im Ganzen dreizehn (!) Säugethiere aus dem Diluvium Böhmens an, nämlich: *Rhinoceros antiquitatis*, *Rh. Merckii*, *Elephas primigenius*, *Equus caballus*. *Bos bison var. priscus*, *Cervus Tarandus*, *Felis spelaea*, *Hyaena spelaea*. *Spermophilus altaicus?* *Arctomys bobac*, *Ursus spelaeus*, *Capra ibex* und einen unbestimmten Nager aus der Šárka.

G. Laube: „Spuren des Menschen aus der Quartärzeit in der Umgebung Prags", Lotos 1882. Der Autor arbeitete fast gleichzeitig mit dem vorher citirten Schreiber, dessen Opus er während der Correctur seiner Arbeit erhielt, an einer Uebersicht der diluvialen Säugethieren nur aus der Umgebung Prags, und doch weist er gleich in der Vorrede auf meine „bemerkenswerthen Forschungen in Zuzlawitz" hin und führt meine diesbezüglichen Arbeiten an; dem Herrn Jos. Frič ertheilt er eine wohlverdiente Lection. Laube führt an: das Pferd, das Nashorn (*Rhinoceros tichorhinus* und *Rh. Merckii?*), das Mammuth, das Renthier, den Steinbock, den Urochsen, den Hirsch, die Höhlenhyäne, den Höhlenbär, den Höhlenlöwen, das Steppenmurmelthier, *Arvicola agrestis* und *Arvicola arvalis* (weist auch auf einen durch Menschenhand bearbeiteten Knochen des Pferdes und ein solches Renthiergeweih aus der Ziegelei Panenská bei Prag, sowie auf ein Feuersteinwerkzeug aus der Šárka hin); schliesslich hebt derselbe die verhältnissmässige Armuth dieser Fauna gegen den Reichthum der Zuzlawitzer Fauna hervor.

J. N. Woldřich: „Diluviale Fauna von Zuzlawitz im Böhmerwalde." Dritter Theil. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1883 (pag. 80, drei Tafeln); enthält über 150 Formen diluvialer Wirbelthiere. — Diluv. fauna u Suclavic v Šumavě; třetí zpráva kr. spol. náuk. Praha 1883. Inhalt derselbe im Auszug.

Von diesem Jahre an wurden neben meinen nachfolgend zusammengestellten Arbeiten noch publicirt:

J. Kořenský: „O diluv. zvířeně jeskyně Svatoprokopské". Zased. zprávy kr. společn. náuk. Praha 1883, und ein Bericht über dieselbe Höhle, daselbst im Jahre 1888. Derselbe führt an: das

Mammuth, das Nashorn, die Hyäne, den Löwen, den Höhlenbären, den Urochsen, das Renthier und einen menschlichen Unterkiefer (diluv.?).

J. Kafka: „Die Murmelthiere in Böhmen“. Sitzb. d. königl. Ges. d. Wiss. 1896.

— Hlodavci země české žijící a fossilní“. Archiv pro přírodov. výzkum Čech. Praha 1892. Eine Compilation, deren die fossile Fauna behandelnder Theil aus meinen Schriften abgeschrieben ist.

Nehring: „Einige Notizen über die pleistocaene Fauna von Türmitz in Böhmen“. Neue Jahrb. f. Min., Geologie und Palaeontologie. 1894. B. II.

G. Laube: „*Cervus* (*elaphus*) *Primigenii Kaup* aus dem Löss von Aussig a. E.“ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1895, Nr. 6.

Populäre Schriften wurden im Vorstehenden nicht angeführt.

Chronologische Zusammenstellung meiner eigenen Publicationen

über die fossile und subfossile Wirbelthierfauna der anthropozoischen Epoche, welche ausschliesslich oder doch theilweise auf das Königreich Böhmen, auf Mähren und auf Niederösterreich Bezug haben.

„Ueberblick der Urgeschichte des Menschen“. Wien. (A. Hölder) 1871.

„Ueber neue Funde von Mammuthknochen“. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien (aus N.-Oest. und aus Böhmen). 1873.

„Eine Opferstätte der Urzeit bei Pulkau in N.-Oest.“ Mittheil. d. Anthropolog. Ges. Wien. B. III. (subfossile Fauna) 1873.

„Geologischer Bericht über den Brüxer Schädel“. Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien. B. III. (subfossile Fauna) 1873.

„Ueber einen neuen Haushund der Bronzezeit“. Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien. B. VII. (aus N.-Oest. und aus Böhmen; pag. 27, 5 Tafeln) 1877.

„Ueber Caniden aus dem Diluvium“. Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. B. XXXIX. (pag. 52, 6 Taf.) 1880.

„Diluviale Fauna von Zuzlawitz im Böhmerwalde“. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. B. LXXXII. (pag. 60, 4 Taf.) 1878.

„Diluvialní fauna u Sudslavic v Šumavě“. Kr. společnost náuk. Prag. 1880.

„Beiträge zur diluvialen Fauna der mährischen Höhlen (Čertova díra, Výpustek). Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Nr. 15. 1880.

„Diluviale Fauna von Zuzlawitz im Böhmerwalde“. II. Theil. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. B. LXXXIV. (pag. 93, 4. Taf.). 1881.

„Diluvialní fauna u Sudslavic“, druhá zpráva. Král. společnost náuk. Prag 1881.

„Nachtrag zur Fauna der Čertová díra“. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien, Nr. 8. 1881.

„Beiträge zur Fauna der mährischen Höhlen“. III. Bericht, (Čertova díra, Slavíkovice). Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Nr. 16. 1881.

„Beiträge zur Geschichte des fossilen Hundes nebst Bemerkungen über die Lössbildung“. Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien. B. XI. 1882 (pag. 32, 1 Taf.).

„Beiträge zur Fauna der Breccien und anderer Diluvialgebilde Oesterreichs mit besonderer Berücksichtigung des Pferdes". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien. B. 22. (Aus Istrien, Dalmatien, aus der Šipka, aus Nussdorf; (pag. 36, 2 Taf.). 1882.

„Diluviale Faunen Mitteleuropas und eine heutige Sareptaner Steppenfauna in N.-Oesterreich". Mitth. d. Anthirop. Ges. Wien, B. XI. 1882.

„Diluviale Fauna von Zuzlawitz im Böhmerwalde". III. Theil. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. B. LXXXVIII. (pag. 80, 3 Taf.) 1883.

„Diluvialní fauna u Sudslavic v Šumavě, třetí zpráva. Kr. čes. spol. náuk. Prag 1883.

„Diluviale Bildungen mit Mammuthresten bei Jičín". Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Nr. 4. 1883.

„Beiträge zur Urgeschichte Böhmens". II. Theil. Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien. B. XIV. (diluviale Knochen aus Böhmen, eingesendet durch Schneider und Zahálka, neolithische Fauna aus Böhmen, eingesendet durch Schneider und Čermák). 1884.

„Zur Abstammung und Domestication des Pferdes". Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien, B. XIV. 1884.

„Diluviale Arvicolen aus den Stramberger Höhlen in Mähren". Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. B. XC. 1884 (pag. 18, 1 Taf.).

„Diluvialní hraboši z jeskyň moravských; Čertova díra, Šipka." Král. česk. společn. náuk. Prag 1884.

„Palaeontologische Beiträge". Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien, Nr. 7. (Aus Istrien, aus Lesina; aus Böhmen, eingesendet durch Zahálka, Kušta und Leminger, aus Mähren durch Koudelka). 1886.

„Beiträge zur Urgeschichte Böhmens". III. Theil. Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien. B. XVI., 1886 (Diluv. Knochen aus Böhmen, eingesendet durch den Verein „Wocel" in Kuttenberg; aus Šťáhlau durch Franc, aus pyropführenden Schottern durch Zahálka; neolithische Fauna des Hradiště bei Kuttenberg, eingesendet durch Leminger.

„Die ältesten Spuren der Cultur in Mitteleuropa". Wien (A. Hölder) 1886.

„La descendence des races de chien domestique en Europe". L'Home (G. de Mortillet). Paris Nr. 3. 1886.

„Zur diluvialen Fauna der mährischen Höhlen Čertova díra und Šipka". Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien, Nr. 16 (Ueberblick 1886).

„Diluviale Funde in den Prachover Felsen bei Jičín", Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. Wien. B. 37 (mit 1 Taf.) 1887.

„Diluvialní nálezy v Prachovských skalách u Jičína". Kr. čes. spol. náuk. Prag 1887.

„Diluviale europäisch-nordasiatische Säugethierfauna". Auf Grundlage hinterlassener Notizen des Akademikers J. F. Brandt. Mémoires de l'Académie imper. d. scienc. St. Petersbourg. B. XXXV., Nr. 10. (pag. 162). 1887.

„Zoogeographische Resultate der Durchforschung von Spaltenhöhlen im Böhmerwalde". Mitth. d. Section für Höhlenkunde. Wien 1887.

„Steppenfauna bei Aussig in Böhmen". Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Nr. 4. 1888.

„Beiträge zur Urgeschichte Böhmens“. IV. Theil. Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien. B. XIX. 1889 (diluv. Fauna aus Türmitz; aus der Prokopihöhle bei Jinonic, (Fürst A. J. Schwarzenberg), aus den Prachoverfelsen (Schneider), aus Postelberg und Citolib (Fürst Schwarzenberg), aus der St. Ivan- oder Srbskohöhle bei Beraun (Neumann), aus Lenešic bei Laun; subfossile Fauna der Metallzeit aus dem Hrádek bei Časlau (Čermák).

„Ueber die diluviale Fauna der Höhlen bei Beraun“. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Nr. 15. (Neumann) 1890.

„*Arctomys primigenius Kaup*“ aus dem diluvialen Lehm bei Pustověd“. Verh. d. k. k. geolog. R.-A. Nr. 16. 1890.

„Geologické příspěvky k otázce o posledních změnách kontinutálních“. Rozprava Čes. Akademie cís. Frant. Josefa, Prag. Jahrg. I. Nr. 14. 1892, pag. 26.

„Beiträge zur Urgeschichte Böhmens“. V. Theil. Mitth. d. Anthrop. Ges. Wien. B. XXIII. (Diluv. Knochen von Postelberg (Fürst Schwarzenberg), Fauna der Höhle „Turská maštal“ bei Beraun (Neumann). 1892.

„Fossilní zvířena Turské Maštale u Berouna a rozsedliny louverénenské ve Francii“. Rozpravy české Akademie cís. Frant. Josefa, Prag, Jahrg. II. Nr. 15. (1 Taf.) 1893.

„Reste diluvialer Faunen und des Menschen aus dem Waldviertel Nieder-Oesterreichs“. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. B. LX. (Willendorf, Aggsbach, Wösendorf, Gudenushöhle, Eichmairhöhle, Schusterlucke, Teufelskirche.) pag. 70, 6 Taf. 1893.

„Zur Vorgeschichte Böhmens“. Oesterr.-ungar. Monarchie in Wort und Bild. Böhmen. 1893.

„O fossilním kozorožci z Čech a z Moravy“. Kr. česká spol. náuk. Prag (1 Taf.) 1894.

„Fauna kičmenjaka Ripačske sojenice u Bosni“. Glasnik zamaliskog muzeja u Bosni i Herzeg. VIII. (pag. 118, 5 Taf.) Sarajevo 1896.

„Ueber die Gliederung der anthropozoischen Formationsgruppe Mitteleuropas“. Königl. böhm. Ges. d. Wiss. Prag, Nr. XI. 1896.

„Fossilní fauna stepní Košířské Bulovky u Prahy a její geologicko-fysiografický význam“. Rozpravy České akademie cís. Frant. Josefa. Prag 1897, pag. 40, 2 Taf.

„Fossile Steppenfauna aus der Bulovka von Košíř bei Prag“. N. Jahrb. f. Miner., Geologie etc. Stuttgart 1897, 2 Taf.

„Wirbelthierfauna des Pfahlbaues von Ripač in Bosnien. Sarajevo. Wiss. Mittheil. aus Bosnien. 1897, 5 Taf.

Den Bericht über die diluviale Fauna aus der Höhle von Louč (Lautsch) in Mähren und über einen grossen Theil der Knochen aus der Výpustek-Höhle in Mähren, welche sich in den Sammlungen des k. k. Hofmuseums in Wien befinden und von mir bestimmt wurden, habe ich noch nicht veröffentlicht. Die Resultate eines Theiles der von mir bestimmten diluvialen Knochen aus den Höhlen der Umgebung von Krakau hat G. Ossowski in seinen bemerkenswerthen Abhandlungen in den Schriften der Krakauer Akademie veröffentlicht.

Wie aus dem voranstehenden chronologischen Verzeichnisse meiner das Diluvium betreffenden palaeontologischen Arbeiten, welches gewiss auch späteren Forschern bequem erscheinen dürfte, hervorgeht, wurden in demselben die diluvialen Faunen besonders des Königreiches Böhmen, Mährens und Niederösterreichs (vom linken Donauufer) behandelt. Durch ungewöhnlichen Reichthum an Knochenresten und an diluvialen Formen der Wirbelthiere ragen insbesonders hervor: Zuzlawitz mit 9000 Stück Knochen und 13.000 Stück losen Zähnen, zusammen 22.000 in meiner Privatsammlung befindliche Stücke [1]); Schusterlucke, Gudenushöhle, Eichmaierhöhle, Willendorf u. s. w. in Niederösterreich zusammen mit circa 23.000 Stück Knochen, welche sich im Hofmuseum in Wien befinden; ihrem Reichthume nach reihen sich hier die Funde aus den Stramberger Höhlen in Mähren an, welche sich in der Privatsammlung des Herrn Directors K. Maška in Telč befinden.

Es dürfte nach dem Angeführten gewiss nicht als unbescheiden oder als wissenschaftlich gewagt von mir erscheinen, wenn ich nunmehr auf Grundlage meiner eigenen Studien einen systematischen Ueberblick der diluvialen und der subfossilen Fauna des „Böhmischen Massivs" und seiner nächsten Umgebung in den nachstehenden Zeilen zu bieten versuche; es gingen ja während der letzten fünfundzwanzig Jahre an 90.000 Stück Knochen durch meine Hände, auf Grundlage welcher ich die nachangeführten Thierformen bestimmte.

Es sei hier bemerkt, dass in dieser Uebersicht jene Wirbelthierformen, welche vor mir durch andere Forscher in den drei angegebenen Ländern constatirt wurden, mit einem Sternchen (*) und die nach mir constatirten Formen mit einem Sterne mit Strich (*') bezeichnet sind.

Bezüglich Böhmens ersieht man aus der oben angeführten Literatur, welche Forscher vor mir und welche Formen sie bestimmt haben. In Mähren waren es vor mir hauptsächlich: Jeitteles, Liebe, Wankel und Szombathy, nach mir vornehmlich Maška (besonders „Der diluviale Mensch in Mähren" 1886 und andere Publicationen), Makowsky, Nehring und hauptsächlich Kříž (besonders „die Höhlen in den mährischen Devonkalken", Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. Wien 1891 und 1893, „Kulna a Kostelík", Brünn 1889, 1890 und 1891; ein reiches Material in seiner Privatsammlung in Steinitz).

In Niederösterreich sind vor mir zu nennen besonders: E. Suess, Peters, Karrer, Szombathy, Kittl, Bittner, Vacek, Teller, Graf Wurmbrand, Nehring und Hacker.

---

[1]) Leider ist es mir noch nicht gelungen, finanzielle Mittel zu gewinnen, um diese reiche Fauna in einer besonderen Ausgabe abzubilden und zu beschreiben; diese Arbeit würde, ergänzt durch anderartige Funde aus Böhmen, Mähren und Niederösterreich, eine Grundlage bieten für die Bestimmung diluvialer Knochen, welche der Literatur noch fehlt.

I. Diluvium (Postpliocän).

Mammalia.

Primates.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Homo	+	+*	+*

Chiroptera.

Vespertilionidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Vesperugo serotinus Keys. et Blas.	+	+*	+?
„ *Nilssonii Keys. et Blas.*	+?	—	+
Plecotus auritus Blas.	+	—	—
Synotus Barbastellus Keys. et Blas.	+	—	—
Vespertilio dasycneme Boie	+?	—	—
„ *Daubontonii Leisler*	+?	—	—
„ *murinus Schreb.*	+	—	—
„ *Bechsteinii Leisler*	+?	—	—
„ *Nattereri Kuhl.*	+?	—	—
„ andere Formen	+	—	+
Chiroptera, div. spec.	+	+	+

Aus Mähren führt Kříž noch *Rhinolophus hipposideros* an.

Insectivora.

Talpidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Talpa europaea magna Woldř.	+	—	+
„ „ *Linné*	+	+	+*
„ „ *pygmaea Woldř.*	+	—	+

Soricidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Sorex vulgaris Linné	+	+	+*
„ *alpinus Schinz*	+	+*'	+
„ *pygmaeus Pallas*	+	+*'	+
Crocidura leucodon Wag.	—	+?	+?
„ *aranaeus Blas.*	—	—	+?

Erinaceidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Erinaceus europeus Linné	+	+*'	+

Aus Mähren führt Kříž noch *Sorex fodiens* an.

Carnivora.

Felidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Felis minuta Bourguignat	+	+	+
„ *catus Bourguignat*	+	—	+
„ *fera Bourguignat*	+	+*	+?
„ *magna Bourguignat*	+	+	—
Lyncus lynx Gray	—	+*	+
Leopardus pardoides Woldř.	+	+	—
„ *irbisoides Woldř.*	—	—	+
Leo spelaeus Filhol.	+*	+* (*Felis spelaea*)	+

Hyaenidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Hyaena spelaea Goldfuss	+*	+*	+*

Canidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Lupus vulgaris fossilis Woldř.	+*	+* (*Canis lupus*)	+*
„ *Suessii Woldř.*	+	+	+
„ *spelaeus Woldř.*	+?	+	+* (*Canis spelaeus*)
Vulpes vulgaris fossilis Woldř.	+	+*	+
„ *meridionalis Woldř.*	+	+	+
„ *minor. Schmerl.*	—	+	—
„ *moravicus Woldř.*	+	+	—
Leucocyon lagopus fossilis Woldř.	+	+*	+
Canis ferus Bourg.	+	+?	—
„ *intermedius fossilis Woldř.*	+	+*	—
„ *Mikii Woldř.*	+	+	+
„ *hercynicus Woldř.*	+ [1])	—	+
„ *spec.*	—	—	+
Cuon europaeus Bourg.	—	+ [2])	+

Mustelidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Mustela martes Briss	+?	+*	+?
„ *foina Briss*	+?	+	+*
„ (*foina neb martes*) *Briss.*	+	+	+
Foetorius putorius fossilis Woldř.	+	+*	+
„ *sarmaticus Keys. et Blas*	+?	—	—
„ *vulgaris Keys. et Blas.*	+	+	+
„ *lutreola Keys. et Blas.*	+?	+?	—
„ *erminea Keys. et Blas.*	+	+*	+

---

[1]) Nicht „*Lupus hercynicus*", wie Zittel irrthümlich anführt.

[2]) Diese Form constatirte ich in Mähren zuerst, wie Nehring richtig bemerkt; die Angabe von Kříž ist unrichtig.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Foetorius Krejčii Woldř.[1]	+	+	+
„ *minutus Woldř.*	+	+	+
Lutra vulgaris Linné	+	+*'	—
Gulo borealis Nilss.	+?	+*	—
Meles taxus Linné	+	+	+

Ursidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Ursus spelaeus Blumb.	+*	+*	+*
„ *priscus Goldf.*	+	+*	+
„ *arctos Linné*	+	+*	…

Rodentia.

Leporidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Lepus timidus Linné	+	+	+
„ *cuniculus Linné*	+	—	—
„ *variabilis Pallas*	+	+*	+*

Lagomyidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Lagomys pusillus fossilis Nehring	+	+	+*
„ *alpinus Fr. Cuv.*	+?	—	—

Hystricidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Hystrix, spec.	+*'	—	—

Cricetidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Cricetus vulgaris fossilis Woldř.	+	+*	+*
„ „ kleinere Form	+	+	+
„ *phaeus fossilis Nehring*	+	+*'	+

Muridae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Mus rattus fossilis Cornalia	+	—	+
„ *sylvaticus Linné*	+	+	—
„ *agrarius Pallas*	+?	—	—
„ *spec.*	+	—	+

[3]) Obwohl Nehring und hauptsächlich Winterfeld die Selbstständigkeit dieser Form als Art bestritten, weist Schlosser (Correspondenzbl. d. deutschen Anthropol. Gesellsch. 1897, Nr. 4, S. 31) darauf hin, dass diese Form allem Anscheine nach identisch ist mit *Putorius hibernicus Thomas,* welche für eine selbstständige Art gilt und in Island bis heute vorkommt.

Arvicolidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Arvicola glareolus Blas.	+	+	+
„ „ *var. Nageri Schinz*	—	+	—
„ *arvalis Keys. et Blas.*	+	+	+*
„ *agrestis Blas.*	+	+	+
„ *nivalis Martins*	+	+	+
„ „ *var. leucurus Gerb.*	+?	—	—
„ „ *var. petrophil. Wag.*	+?	+	—
„ *ratticeps Keys. et Blas.*	+	+	+*
„ *ambiguoides Woldř.*	—	+	—
„ *gregalis Desmarest*	+	+	+
„ *Maximoviczii Schrenk*	—	+	—
„ *amphibius Blas.*	+	+*	+*
„ „ kleinere Form	—	+	—
„ *campestris Blas.*	+	+	—
„ *Savii,* kleinere Form	—	+	—
„ *subterraneus de Selys*	+	+	—
„ „ *var. Selysii Gerb.*	+?	—	—
„ *Nehringi Woldř.*	—	+	—
„ *Maškii Woldř.*	—	+	—
„ *saxatilis Pallas*	—	+?	—
„ *spec.*	+	+	+
Myodes torquatus Pallas	+	+	+
„ *obensis Brts.*	+	+	—

Castoridae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Castor fiber Linné	+	+	+*

Sciuridae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Sciurus vulgaris Linné	+	+*	+
Spermophilus rufescens Keys. et Blas.	+	+?	+
„ *citillus Blas.*	+	+*'	+
„ *guttatus Temminck*	+?	—	+?*
„ *fulvus Blas.*	+*'	—	—
Arctomys primigenius Kaup	+*	+	—

Dipodidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Alactaga jaculus Brdt.	+	—	—
Sminthus vagus Pallas	—	—	+?*

Myoxidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Myoxus glis Blas.	+	+?*	+
„ *quercinus Blas.*	+	—	—
„ *muscardinus Schreb.*	+?	—	—

Proboscidea.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Elephas primigenius Blumb.	+*	+*	+*
„ *pygmaeus Fischer (Leith Adamsi Pohlig)*	—	+* ?	—

Choeromorpha.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Sus europaeus Pallas	+	+*'	+ ?
„ *palustris fossilis Woldř.*	+ ?	+	+ ?
„ *spec.*	+	+	+*

Ruminantia.

Cavicornia.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Bos primigenius Boj.	+	+*	+
„ *brachyceros fossilis Woldř.*	+	—	+ ?
„ *spec.*	+	—	+*
Bison priscus Rüt.	+	+*	+
Ovibos moschatus Blainville	+	+*	—
Ovis argaloides Nehring	+ ?	+*	+ ?
„ *spec.*	+	+	+* ?
Ibex priscus Woldř.	+* (*Capra ibex*)	+* (*C. ibex*)	+
Capra aegagrus Linné	—	—	+ ?
„ *spec.*	+	+	+*
Capella rupicapra Keys. et Blas.	+	+*	+
Antilope, spec.	+	—	+
Saiga prisca Nehring	—	+*	+ ?

Cervicornia.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Cervus elaphus Linné	+	+*	+*
„ „ *Primigenii Kaup*	+*'	—	—
„ *canadensis var. maral Ogilby*	+	—	+
Rangifer tarandus Jardine	+*	+*	+*
Capreolus caprea Gray	+	+*	+*
Megaceros hibernicus Owen	+ ?*	+*	+
Alces palmatus fossilis Nordm.	+	+*	—

Perissodactyla.

Equidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Equus caballus fossilis Rütim.	+* (*E. caballus*)	+* (*E. caballus*)	+* (*E. caballus*)
„ „ „ *minor Woldř.*	+	+	+
„ *fossilis var. germanica Nehr.*	+ ?	—	+ ?
„ *Stenonis affinis Woldř.*	+	+	—
Asinus Gray, spec.	+	+	—

Rhinoceridae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Atelodus antiquitatis Brandt	+*	—	+?
„ *Merckii Brandt*	+?*	—	—
„ *minutus Woldř.* (Zwergform)	+	+	.
Rhinoceros tichorhinus G. Fischer	+*	+*	+*

Aves.

Raptatores.

Falconidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Aquila chrysaëtos Linné	+?	+?	+
„ *spec.*	+	—	+
Falco tinnunculus Linné	—	—	+?
„ grösser als *peregrinus Linné*	—	—	+
„ *div. spec.*	+	—	+
Buteo, spec.	+?	—	—

Strigidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Strix brachyotus Linné	—	—	+
„ *aluco Linné*	+	—	—
„ *flammea Linné*	+?	—	—
„ *passerina Linné*	+?	—	.
Nyctea nivea Daudin	+	+	+
Bubo maximus Sibb.	+	+?	—
„ *spec.* (kleinere Form)	.	+	—
Surnia borealis Lesson	—	—	+
Strix spec.	+	—	+

Scansores.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Picus viridis Linné	—	—	+
„ *medius Linné*	+?	—	—
„ *spec.*	—	—	+

Oscines.

Hirundinidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Hirundo rustica Linné	—	—	+?

Turdidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Turdus pilaris Linné	+	+	+
„ *merula Linné*	—	—	+?
„ *spec. Linné*	+	—	+
Cinclus aquaticus Bechst.	—	—	+?

Sturnidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Sturnus vulgaris Linné	+ ?	+	+

Corvidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Corvus corax Linné	+	+	+
„ *monedula Linné*	—	+	+ ?
„ *pica Linné*	+ ?	—	+
„ *spec.*	+	—	+
Pyrrhocorax alpinus Vieillot	—	—	+
Garrulus caryocatactes Linné	—	—	+ ?

Fringillidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Loxia coccothraustes Linné	—	—	+ ?
Plectrophanes nivalis Linné	—	—	+ ?
Regulus cristatus Linné	—	—	+ ?
Fringilla, spec.	+ ?	—	—

Sylviidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Motacilla, spec.	+ ?	—	—

Alaudidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Alauda cristata Linné	—	—	+
„ *arvensis Linné*	—	—	+ ?
„ *spec.*	+	—	—

Columbae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Columba, spec.	+	—	—

Rasores.

Tetraonidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Tetrao urogallus Linné	+	+	+
„ *medius Linné*	+ ?	—	—
„ *tetrix Linné*	+	+	+
„ *lagopoides Linné*	—	—	+
„ *bonasia Linné*	+ ?	—	+ ?
„ *saxatilis Linné*	—	—	+ ?
Lagopus albus Vieillot	+	+	+
„ *medius Woldř.*	+ ?	—	+

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Lagopus alpinus Nilss.	+	+	+
„ kleiner als *alpinus*	—	—	+
Perdix cinerea Lath.	+	—	+
Coturnix communis Bonnat.	+?	—	—

Phasianidae.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Gallus cnf. domesticus	+	—	+
„ von der Grösse des *Phasianus*	+	—	+
„ kleiner als *Phasianus*	+	—	+
„ *Briss.*	+	—	—
Phasianidae, div. spec.	+	—	+

Grallatores.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Scolopax rusticola Linné	+?	—	—
Otis tetrax Linné	—	+?	—

Natatores.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Anas boschas Linné	+	+	+
„ *crecca Linné*	+	—	+?
„ *spec.*	+	—	+
Anser cinereus Linné	+	+*	+
Aves, div. spec.	+	+	+

Reptilia.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Ophidia, spec.	+	—	—

Amphibia.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Rana temporaria Linné	+	—	+
„ *esculenta Linné*	+?	—	+
„ *spec.*	—	+	+
Bufo, spec.	+	+	+
Batrachia, div. spec.	—	—	+

Pisces.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Esox, spec.	—	—	+?
Pisces, div. spec.	+	+	+

Die Frage, welche von den im vorstehenden Verzeichnisse angeführten Formen schon zur Diluvialzeit bereits constante selbstständige Arten und welche blos Varietäten oder blos Rassen waren, lässt sich heute nicht leicht entscheiden. Es scheint jedoch, dass constant gewordene Arten noch wenige waren, wenn man die Reihen verschiedener Gattungen und selbst sogenannter Arten berücksichtigt, auf welche ich in meinen Schriften nicht nur der Grösse, sondern auch anderer osteologischen Abweichungen nach wiederholt hinwies und dieselben theilweise auch abbildete. Die Antwort auf diese Frage ist umso schwieriger, als die Zoologen selbst der recenten Fauna gegenüber in dieser Beziehung nicht übereinstimmen, was als Art und was als Varietät zu bezeichnen ist; ich verweise hier beispielsweise nur auf die Gattungen *Arvicola, Ursus* u. A.; die einen halten eine Form für eine Art, welche die anderen für eine Varietät ansehen, auch nimmt eine stattliche Anzahl der Linné'schen Arten heute den Rang von Gattungen oder wenigstens von Untergattungen ein.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass heute verschiedene Arten constanter sind als ihre Vorfahren zur Diluvialzeit, besonders jene, welche erst zur Diluvialzeit zur Entwicklung gelangten. Ich gebrauche daher, übereinstimmend mit dem Usus bei anderen fossilen Thieren, besonders bei den Weichthieren, wo der Palaeontologe mit ähnlichen Schwierigkeiten bezüglich des Begriffes „Art" (Species) zu kämpfen hat — und es kann dies gegenüber der steten Fortentwicklung und Abänderung während der verflossenen geologischen Perioden nicht anders sein — die allgemeine Bezeichnung „Form".

Ob nun von den im obigen Verzeichnisse angeführten, diluvialen Wirbelthieren einzelne Formen typische Arten sind, vollkommen oder fast identisch mit recenten, ob andere den letzteren sich nur nähern (unter der Bezeichnung „*fossilis*"), oder ob sie von diesen mehr abweichen (unter selbstständiger Bezeichnung); ob einige der letzteren noch unsicher sind, wie einige kleinere *Felina* Bourguignat's oder einige meiner *Vulpina*, welche bei hinreichendem, vorzüglich aus dem Nordosten stammenden Vergleichsmateriale sich vielleicht als nahestehend oder identisch mit noch wenig bekannten recenten Formen sich erweisen könnten: so erscheint es heute doch nöthig, alle zu unterscheiden und ihre Gegenwart zur Diluvialzeit mit Rücksicht auf unsere heutigen Erfahrungen zu constatiren, was allerdings eine beschwerlichere Arbeit ist als eine allgemeine Bezeichnung, beispielsweise „*Canis lupus*" für eine Reihe augenscheinlich verschiedener Formen der Untergattung „*Lupus*", ob diese letzteren nun Arten oder Varietäten waren, was sich heute, wie schon angedeutet, serioser Weise nicht entscheiden lässt.

Was die im vorstehenden Verzeichnisse aus dem Königreiche Böhmen angeführten Formen anbelangt, so constatirte ich dieselben bis auf eine (*Hystrix*) selbst, und zwar bis auf zwölf vor mir bekannte Formen, ursprünglich zuerst. Zu diesen zwölf Formen gehören ausser *Elephas primigenius* noch *Rhinoceros tichorhinus, Bos primigenius, Ursus spelaeus* und *Ibex*, constatirt durch Laube; *Rhinoceros Merckii ?, Hyaena spelaea, Rangifer tarandus, Equus caballus* und *Arctomys*, constatirt durch A. Frič; *Lupus vulgaris fossilis*, constatirt durch Kořenský und

Leo spelaeus, constatirt durch Kořenský-Wankel. Nach Veröffentlichung meiner Arbeiten (nach dem Jahre 1891) wurden *Spermophilus fulvus* und *Hystrix* durch Kafka[1]) und *Cervus Primigenii* durch Laube constatirt.

Unmittelbare Vorfahren der diluvialen Wirbelthierfauna.

Bevor wir uns mit den diluvialen Faunengruppen vom zoogeographischen Standpunkte aus befassen werden, sei es gestattet, auf die unmittelbaren Vorfahren der angeführten diluvialen Wirbelthiere, soweit dieselben aus den jüngsten kaenozoischen Schichten, nämlich aus dem Pliocän Europas bekannt sind, hauptsächlich nach K. A. Zittel hinzuweisen.

Chiroptera.

Reste von Fledermäusen sind aus dem Pliocän nicht bekannt, obwohl einige Arten der Gattungen *Rhinolophus*, *Vespertilio* und *Vesperugo* schon in älteren kaenozoischen Schichten auftreten. Es scheint daher, dass die hauptsächlichste Entwicklung und Entfaltung der Fledermäuse in den Beginn des Diluviums fällt.

Insectivora.

Die Gattung *Talpa* ist aus dem Pliocän unbekannt, obwohl in älteren Schichten mehrere Formen derselben auftreten, darunter *Talpa minuta*. Mit der Gattung *Sorex* verhält es sich ähnlich. Von der Gattung *Crocidura* ist im Pliocän *Cr. aranea* vertreten. Mit der Gattung *Erinaceus* verhält es sich wie mit *Talpa* und *Sorex*.

---

[1]) Herr Kafka gab im Jahre 1892, wie vorne angeführt wurde, im Archiv für naturwiss. Landesdurchforschung Böhmens eine Schrift heraus unter dem Titel: „Die lebenden und diluvialen Nagethiere Böhmens", deren Haupttheil, die fossilen Nager betreffend, grösstentheils aus meinen Arbeiten zusammengeschrieben ist; dieselbe ist jedoch fast auf jeder Seite voll von Unrichtigkeiten und Unzuträglichkeiten, deren detaillirte Aufzählung mich hier zu weit hinter das Ziel dieser Zeilen führen würde. Die Schrift steht auf derselben Stufe wissenschaftlicher Bedeutung, wie seine Abhandlung „Ueber die Murmelthiere Böhmens". (Vergl. meine Arbeit „Fossile Steppenfauna der Bulovka bei Košíř".) Herr K. begnügte sich jedoch nicht mit der verunglückten Compilation über die Nagethiere selbst, sondern veröffentlichte in dieser Schrift (unter seinem Namen) auch meinen „Ueberblick der diluvialen Säugethiere Böhmens" überhaupt, indem er auf Seite 26—35 an hundert Formen anführt, alle, bis auf drei, vollständig abgeschrieben aus meinem Verzeichnisse von Zuzlawitz (III. Theil, S. 67—72, 1883 und aus meinem Verzeichnisse in der „Section für Höhlenkunde" 1887), ohne, wie es sich gehört, anzuführen, „nach welchem Autor" oder wenigstens „hauptsächlich nach welchem Autor" er diese Uebersicht zusammengestellt hat, wie es in der wissenschaftlichen Welt anständige und übliche Gepflogenheit ist. Dafür vindicirt Herr K. in seiner Vorrede das Verdienst um die diluviale Fauna Böhmens ausschliesslich einer anderen Persönlichkeit, welche wieder umgekehrt in den Erläuterungen zur geologischen Karte in erster Reihe auf das besprochene Machwerk Kafka's hinweist! In der auswärtigen Literatur ist indess zu gut bekannt, wem die Verdienste um die diluviale Fauna Böhmens angehören.

Carnivora.

Von Feliden kommen im Pliocän vor: *Felis pardinensis, F. arvernensis, F. brevirostris, F. issiodorensis* (Auvergne und theilweise Val d'Arno), *Felis Christoli* (Montpellier); einige unsichere Formen in Eppelsheim. Die Entfaltung der Untergattungen: *Leo, Leopardus, Lyncus* und *Felis s. str.* fällt hauptsächlich in das Diluvium. Die Gattung *Machairodus* ist im Pliocän durch einige Formen vertreten.

Von Hyaeniden erscheinen im Pliocän: *Hyaena arvernensis, H. Perrieri* und *H. brevirostris*, von denen die zweite der diluvialen *H. spelaea* sich nähert und diese wieder bekanntlich der recenten *H. crocuta.*

Unter den Caniden erscheint das Subgenus *Lupus* im jüngeren Pliocän mit nachstehenden Formen: *Canis* (*Lupus*) *etruscus, C. Falconieri* (Val d'Arno), *C. borbonicus, C. issiodorensis, C. megamastoides* (Auvergne); in Amerika vier Formen.

Bezüglich der Abstammung einiger Formen des Haushundes sei erwähnt, dass ich den diluvialen *Canis* (*s. str.*) *hercynicus Woldř.* als den Vorfahren des prähistorischen *Canis fam. Spaletti Strobel* und einiger kleinerer recenter Haushundformen (wie Spitz, Cane volpino Italiens u. a.) ansehe; bei einigen der letzteren scheint der nordafrikanische „Fenek“ mit im Spiel zu sein.

Vom diluvialen *Canis Mikii Woldř.* stammt höchstwahrscheinlich der prähistorische *Canis fam. palustris Rütim.* und *Canis fam. palustris ladogensis Anutschin* ab, und von diesen unsere Wachtelhunde, wahrscheinlich auch der italienische Cane bracco und vielleicht auch die nordsibirischen und nordwestamerikanischen Haushunde. Ich neige mich der Ueberzeugung hin, dass der kleine, sogenannte „verwilderte Hund“ Syriens durchaus nicht verwildert, sondern ein unmittelbarer Nachkomme des diluvialen *Canis Mikii* sei, welcher sich hier in ursprünglichem Wildzustande erhalten hat und somit mit dem *Canis fam. palustris* nächstverwandt sei. Ein Schädel meiner Sammlung dieses Hundes aus Syrien spricht vollständig hiefür.

Vom diluvialen *Canis intermedius Woldř.* stammt der prähistorische *Canis fam. intermedius Woldř.* und vielleicht auch *Canis fam. Inostranzevi Anutschin* ab und von diesen der Schäferhund (*Canis pastorius*) und wahrscheinlich auch der Mastino (*C. rudus*) Italiens.

Vom diluvialen *Lupus Suessii Woldř.* könnte *Canis fam. decumanus Nehring* abstammen, welcher nach diesem Autor an die Dogge mahnt.

Im Einzelnen verweise ich in dieser Beziehung auf meine oben angeführten Schriften, insbesonders auch auf meine Abhandlung „Wirbelthierfauna des Pfahlbaues von Ripač in Bosnien“.

Von der Untergattung *Vulpes* sind aus dem Pliocän keine Reste bekannt, obwohl in älteren Schichten verwandte Formen genug vertreten sind. Die weitere Entwicklung der *Lupinae* und der *Vulpinae* scheint demnach in das Diluvium zu reichen.

Von den Musteliden ist die Gattung *Mustela* im Pliocän nicht vertreten, obwohl mehrere Formen aus älteren Schichten bekannt sind; die Gattung *Foetorius* ist im französischen Pliocän durch *F. ardens* vertreten.

Die Gattungen *Gulo* und *Meles* sind aus dem Pliocän nicht bekannt, dagegen ist die Gattung *Lutra* durch *L. affinis, L. Bravardi* und *L. Reevei* vertreten.

Von Ursiden erscheinen im jüngeren Pliocän *Ursus etruscus* und *U. arvernensis*; die Entwicklung der Gattung *Ursus*, welche in mehrere Untergattungen, wie *Ursus s. str.*, *Thalassarctos, Melursus* u. s. w. zerfällt, reicht hauptsächlich in das Diluvium.

Rodentia.

Von der Gattung *Lepus* kommen im Pliocän vor: *L. Lacostei* und *L. neschersensis*; von der Gattung *Lagomys* die Formen *Lag. laxodus* und *Lag. elsanus.*

Die Gattung *Hystrix* ist im Pliocän durch *H. primigenia* (Perpignan) vertreten: aus dem südeuropäischen und französischen Diluvium sind bekannt: *H. major* und *H. cristata.*

Von der Gattung *Cricetus* ist aus dem Pliocän bekannt: *Cr. angustidens* (Perpignan) und von der Gattung *Mus* die Form *Mus Donnezanni*: die Entwicklung beider reicht wahrscheinlich in das Diluvium.

Die Gattung *Arvicola* ist im Pliocän durch *A. intermedia Newton* und durch einige unsichere Formen aus Toscana vertreten; die Entwicklung reicht hauptsächlich in das Diluvium.

Die Gattung *Myodes* ist im Pliocän unbekannt, desgleichen die Gattung *Sciurus*, obwohl von letzterer einige Formen aus älteren Schichten bekannt sind.

Die Gattungen *Spermophilus* und *Arctomys* sind im Pliocän nicht vertreten; ihre Entwicklung reicht hauptsächlich in das Diluvium.

Von der Gattung *Castor* kommen im Pliocän *C. plicidens* und *C. Rosinae* vor.

Die Gattung *Dipus* (*Alactaga*) ist aus dem Pliocän unbekannt, ebenso die Gattung *Myoxus*, wiewohl letztere in älteren Schichten durch einige Formen vertreten ist.

Proboscidea.

Von der Gattung *Elephas* sind aus dem jüngeren Pliocän bekannt: *Elephas meridionalis* und *E. antiquus* aus Italien, Frankreich und England (Forest-beds); die Entwicklung reicht vom jüngeren Pliocän in das Diluvium, und zwar die Entwicklung beider Aeste: *Loxodon*, welcher zu *Eleph. africanus* und *Euelephas*, welcher zu *Eleph. indicus* führt[1]).

Choeromorpha.

Von der Gattung *Sus* kommen im jüngeren Pliocän vor: *S. Strozzii, S. arvernensis* (Val d'Arno. Auvergne; mehrere Formen in Südindien); in Forest-beds Englands: *Sus europaeus Pall.*

[1]) Vergl. meine Bemerkung auf Seite 98 des Werkes: Woldřich-Brandt, „Diluv. europ. nordasiat. Säugethierfauna", St. Petersburg 1887.

Ruminantia.

Von den *Bovinae* erscheint im Pliocän *Leptobos (Bos) etruscus* (Val d'Arno, Auvergne); in den Sivalikschichten Asiens: *Bos planifrons, B. acutifrons, B. platyrhinus* u. *Bison sivalensis).* Unser Hausrind (*Taurus*) dürfte vorherrschend theils von *Bos primigenius*, theils von *Bos brachyceros* abstammen.

Die *Ovinae* sind im Pliocän Europas weder durch die Gattung *Capra*, noch durch *Ovis* vertreten, nur in der Forest-beds erscheint *Ovis Savinii;* aus dem Pliocän Indiens sind bekannt: *Capra sivalensis* und *C. perimensis;* die Entwicklung beider Gattungen reicht in das Diluvium. Die Untergattung *Ibex* und die Gattung *Ovibos* sind aus dem Pliocän unbekannt; desgleichen die Untergattungen *Rupicapra* und *Saiga*, wiewohl verwandte Formen derselben in älteren Schichten genug vertreten sind.

Die *Cervinae* sind im Pliocän durch *Cervus* (*Cervulus*) *australis* in Italien und Südfrankreich vertreten; die Untergattung *Capreolus* durch *Cap. cusanus*, *Cap. neschersensis*, *Cap. Buladensis* (Auvergne); die Untergattung *Axis* durch *C. Borbonicus*, *C. Pardinensis*, *C. cylindrocerus* (Auvergne), *C. Suttonensis* (England); die Untergattung *Elaphus* erscheint häufig im Pliocän: *Cerv.* (*Elaphus*) *Perrieri, C etueriarum, C. arvernensis, C. issiodorensis* (Auvergne, theilweise auch Val d'Arno), im jüngsten Pliocän: *C. tetracerus* (Auvergne und England); von der Untergattung *Polycladus*, ähnlich *Elaphus*, im Pliocän: *C. ramosus, C. ardens* (Auvergne), *C. dicranius, C. ctenoides*, *C. Sedgwicki* (Val d'Arno), der letztere mit *C. verticornis* in Forest-beds; die Untergattung *Megaceros* ist aus dem Pliocän unbekannt; von der Untergattung *Alces* kommt im jüngsten Pliocän Englands *A. latifrons* vor; die Untergattung *Rangifer* ist aus dem Pliocän uubekannt.

Perissodactyla.

Von der Gattung *Equus* erscheinen im jüngeren Pliocän: *E. Stenonis* (Italien, Auvergne), *E. fossilis Owen* (Auvergne), *E. quaggoides* (ist schon vielleicht diluvialen Alters). Die Entwicklung dieser Gattung reicht, wie dies die Reste verschiedener Formen, welche ich aus den diluvialen Breccien des mittelländischen Meeresstrandes bestimmte, bezeigen, hauptsächlich in das Diluvium; ebenso die Entwicklung der Untergattung *Asinus*.

In den mittelländischen Breccien fand ich nur Pferde grossen, starken Wuchses [1]): *Equus Stenonis affinis*, *E. quaggoides affinis* und *E. caballus fossilis Rütim.* von echtem Caballustypus. Von letzterer und wahrscheinlich auch von der ersten Form dürfte das prähistorische „grosse Pferd" und grossentheils die recenten grossen Pferde abstammen. Nördlich von den Alpen kommt im Diluvium *Equus cab.*

---

[1]) Vergl. meine Schriften: „Beiträge zur Fauna der Breccien etc. mit besonderer Berücksichtigung des Pferdes", Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882, B. 32. — „Zur Abstammung und Domestication des Pferdes", Mitth. der Anthrop. Ges. Wien 1884. Ferner: Nehring, „Fossile Pferde aus deutschen Diluvialablagerungen", Landw. Jahrb. Berlin 1884.

fossilis minor, ebenfalls von echtem Caballustypus, häufig vor, von welchem das prähistorische „kleine Pferd“ abstammt, sowie grossentheils die recenten kleinen Pferde.

Die *Rhinoceridae* sind im Pliocän durch *Rhinoceros megarhinus* (Südfrankreich) und *Rh. etruscus* (Süditalien, Auvergne, England), dem Vorfahren des diluvialen *Rh.* (*Atelodus*) *Merckii*, vertreten; wahrscheinlich reicht die Entwicklung dieser Gattung von Pliocän bis in das Diluvium.

Aves.

Die Gattungen *Aquila* und *Falco* sind aus dem Pliocän unbekannt, obwohl einige Formen schon in älteren Schichten auftreten; desgleichen die Gattungen *Bubo* und *Strix*, obwohl *Bubo arvernensis* und *B. Poirrieri* schon im Miocän vorkommen; die Gattung *Strix* erscheint erst im Diluvium.

Die Gattung *Picus* ist aus dem Pliocän unbekannt, im Miocän erscheinen schon zwei Formen.

Die *Oscines* sind im Pliocän durch die Gattung *Fringilla* (Sicilien) vertreten; im Miocän kommen zwei Formen der Gattung *Motacilla* und je eine Form der Gattungen *Loxia* und *Corvus* vor; die Entwicklung derselben erfolgte hauptsächlich bis in Diluvium.

Von der Gattung *Columba* ist nur aus dem Miocän eine Form bekannt; von der Gattung *Gallus* erscheint im Pliocän *Gallus Aesculapi* (Plioc. Pikermi) und *G. Bravardi* (Auvergne, Issoire); die Gattungen *Tetrao, Perdix, Coturnix, Lagopus* sind aus dem Pliocän unbekannt, ihre Entwicklung reicht hauptsächlich in das Diluvium; von der Gattung *Scolopax* sind aus dem Miocän einige und von der Gattung *Otis* eine Form bekannt; im Pliocän sind dieselben nicht vertreten, ebenso auch nicht die Gattungen *Anas* und *Anser*, wiewohl einige Formen derselben schon im Miocän auftreten.

Reptilia.

Die *Ophididae* sind durch einige Formen aus dem Miocän bekannt, im Pliocän unbekannt.

Amphibia.

Die Gattungen *Rana* und *Bufo* sind aus dem Pliocän unbekannt, wiewohl im Miocän einige Formen vertreten sind.

Während die Entwicklung und Entfaltung der Säugethiergattungen hauptsächlich in das Miocän reicht, fällt in Eurasien die Entwicklung der zu Arten führenden Formen im Ganzen hauptsächlich in das jüngere Pliocän und ins Diluvium. Aus dem vorangeführten Ueberblick der aus dem Pliocän bekannten Säuger geht angesichts bekannter Formen des Diluviums und der recenten Arten und Varietäten hervor, dass die Entwicklung der recenten Formen hauptsächlich bis in das Diluvium reicht: bei der grösseren Zahl der Chiropteren, Feliden, Caniden, Musteliden und Ursiden, unter den

Nagern vornehmlich der Muriden, Arvicoliden, Sciuriden und Dipodiden, der Proboscidengattung *Elephas*, dann der Gattungen der *Suidae*, *Bovinae*, *Ovinae* und *Equidae*. Es unterligt wohl keinem Zweifel, dass die Entwicklung der recenten Vogelarten vom jüngeren Pliocän hauptsächlich bis in das Diluvium reicht.

Abgesehen von den Belvedere-Schottern des panonischen Beckens und von den Süsswassersanden von Eppelsheim, welche einige Geologen noch zu den jüngsten Miocänschichten zählen, sind aus Europa und auch aus Asien verhältnissmässig nur wenige pliocäne Fundstellen bekannt; aus Böhmen sind Pliocänschichten unbekannt. Es sind somit unsere Kenntnisse von den Säugern der Pliocänfauna selbst in Eurasien noch sehr fragmentarisch. Von der kaenozoischen Fauna Sibiriens wissen wir noch nichts. Angesichts dieser Verhältnisse, angesichts der bekannten Diluvialreste der Säugethiere Sibiriens, geschildert vor Kurzem hauptsächlich durch Tschersky, und angesichts des grossen Reichthumes an diluvialen Resten und Formen Europas, erlaubte ich mir schon in meiner Abhandlung „Ueber die Reste diluvialer Fauna und des Menschen in Niederösterreich“ (auf Seite 67) zu bemerken, dass sich an der Richtigkeit der Hypothese Brandt's, dass nämlich die europäisch-nordasiatische Säugethierfauna zu Ende der kaenozoischen Epoche im nördlichen Sibirien entstanden sei, zweifeln liesse, und dass diese Hypothese bisher nur von einem kleineren Procente der diluvialen Säugethiere Europas gelten könne.

Faunengruppen der diluvialen Säugethiere.

Dass alle in unserem oben angeführten Verzeichnisse enthaltenen diluvialen Säugethiere nicht gleichzeitig am selben Orte existiren konnten, ist vom zoogeographischen Standpunkte selbstverständlich. Es gibt unter ihnen Formen, hauptsächlich kleinerer Thiere, und hier wieder vornehmlich der Nager, deren Existenz von gewissen klimatischen Verhältnissen und Ernährungsbedingungen abhängt. Auf solche lässt sich nach den heutigen Existenzbedingungen recenter verwandter Formen oder directer Nachkommen der diluvialen Formen schliessen, nämlich ob dieselben zu einer Waldfauna, oder mehr zu einer Weidefauna, oder zur Steppenfauna, oder zur Alpen- und arktischen Fauna gehören. Von diesen Faunen konnten einige, je nach localen Verhältnissen eines grösseren Gebietes, gleichzeitig nebeneinander, nicht aber am selben Orte existiren.

Nach der stratigraphischen Lagerung der Reste in freien, ungestörten, diluvialen Absätzen erscheint es nöthig, zunächst die Gruppe der präglacialen Fauna zu berücksichtigen.

Präglaciale Fauna.

Für Mitteleuropa sind von den diluvialen Resten die der nachstehenden Säugethiere hieher zu stellen:

Machairodus latidens Owen, vereinzelt (in England und Frankreich).
Leo spelaeus Filhol, zerstreut.
Hyaena spelaea Goldfuss, zerstreut.
Lupus spelaeus Woldř., zerstreut.
Gulo borealis Nilss., vereinzelt.
Lutra vulgaris Linné, häufig.
Ursus spelaeus Blumenb., häufig.
Trogontherium Cuvieri Fischer, vereinzelt.
Elephas antiquus Falconer, zerstreut.
„ *primigenius Blumb.*, häufig.
Bos primigenius Blumb., zerstreut.
Bison priscus Rütim., zerstreut.
Capreolus caprea Gray, zerstreut.
Cervus elaphus Linné, zerstreut.
Rangifer tarandus Jardine, häufig.
Equus Stenonis affinis Woldř., vereinzelt.
Atelodus antiquitatis Brand, reichlich.
„ *Merckii Brandt*, vereinzelt.
Und andere.

Ob neben *Elephas primigenius, Atelodus antiq.*, *Rangifer tarandus* und *Gulo borealis* noch andere von den eben angeführten Thieren zu den ersten diluvialen Einwanderern aus dem Nordosten gehören, ist zur Zeit nicht sichergestellt. Dass jedoch in Mitteleuropa zur präglacialen Zeit ausser den bisher aufgefundenen noch andere Säugethierformen lebten oder grössere Verbreitung hatten, besonders jene, deren nächste Verwandte schon im Pliocän daselbst vertreten sind, ist sehr wahrscheinlich; es sind dies beispielsweise unter den Feliden: *Machairodus* und andere, ferner einige Caniden, Musteliden, Cerviden, einige Suiden und hauptsächlich einige weitere Nager aus den Gattungen *Cricetus, Arvicola, Arctomys, Lepus, Castor* u. s. w.

Die klimatischen Verhältnisse Centraleuropas ähnelten einigermassen den heutigen; Wiesen wechselten mit Wäldern und dementsprechend war auch die Fauna zusammengesetzt, nämlich eine gemischte Weide- und Waldfauna. Was für einen Einfluss die nachfolgende Glacialzeit auf die präglaciale Fauna der vom Eise frei gebliebenen Gebiete hatte, wissen wir noch wenig; so viel ist indessen sicher, dass dieselben aus den v e r e i s t e n Gebieten süd- und südostwärts sich zurückzogen, ähnlich wie die präglaciale Flora. Es muss hiebei vorausgesetzt werden, dass die Menge der atmosphärischen Niederschläge zur Glacialzeit, verbunden mit etwas geringerer Temperatur, doch auch einen ungünstigen Einfluss auf einzelne Glieder der präglacialen Fauna der nicht vergletscherten Gebiete üben musste, und dass sich auch diese in derselben Richtung zurückzogen. Der grössere Theil dürfte jedoch verblieben sein, wiewohl sich im wenigstens theilweise mit Schnee und Eis bedeckten Gebirge, wie beispielsweise im Böhmerwalde, bereits die Glacialfauna verbreitete. Die Ausdauer, respective Accomodationsfähigkeit einzelner präglacialer Säugethierformen reichte noch weiter bis in die Steppenzeit,

und während der nachfolgenden günstigeren Verhältnisse der Weidezeit verbreiteten sich wieder einzelne Glieder präglacialer Fauna bei uns und bereicherten die postglaciale, beziehungsweise interglaciale Weidefauna.

Glacialfauna[1]).

Für Mitteleuropa wären hieher zu zählen:

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Vesperugo Nilssonii Keys. et Blas.? .	zerstreut	zerstreut	—
Synotus Barbastellus Keys. et Blas.?	"	"	—
Leucocyon lagopus fossilis Woldř. .	reichlich	reichlich	reichlich
Gulo borealis Nilss.	vereinzelt	vereinzelt	—
Foetorius erminea Keys. et Blas. . .	sehr reichlich	reichlich	sehr reichlich
Myodes torquatus Pallas	massenhaft	"	massenhaft
" *obensis Brts.*	reichlich	häufig	—
Arvicola nivalis Martins	massenhaft	reichlich	reichlich
" *gregalis Desmar.*	"	"	häufig
Lepus variabilis Pallas	"	"	massenhaft
Rangifer tarandus Jard.	zerstreut	"	häufig
Ovibos moschatus Blainv.	vereinzelt	vereinzelt	—
Nictea nivea Daudin	"	"	vereinzelt
Lagopus alpinus Nilss.	sehr reichlich	reichlich	massenhaft
" *albus Vieillot*	"	"	"
Plectrophanes nivalis Linné	—	—	vereinzelt

Und andere.

Steppenfauna[2]).

Für Mitteleuropa wären hieher zu stellen:

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
(*Sorex pygmaeus Pallas*)	vereinzelt	vereinzelt	vereinzelt
(*Talpa europaea Linné*)	zerstreut	zerstreut	reichlich
(*Vulpes vulgaris fossilis Woldř.*) . .	"	"	zerstreut
Vulpes meridionalis Woldř.	"	"	häufig
(*Mustela foina Briss.*)	vereinzelt	vereinzelt	vereinzelt
Foetorius putorius fossilis Woldř. .	häufig	häufig	zerstreut
" *erminea Keys. et Blas.* . .	reichlich	"	häufig
Arctomys primigenius Kaup.	"	vereinzelt	—
Alactaga jaculus Brdt.	vereinzelt	—	—
Spermophilus rufescens Keys. et Blas.	häufig	zerstreut	häufig
" *guttatus Temm.* . . .	zerstreut	—	zerstreut
" *fulvus Blasius*	vereinzelt	—	—

---

[1]) Heute lebende Thierformen der Glacialzeit kommen als zurückgebliebene Reste in den Gewässern Böhmens nach Vejdovský nicht selten vor.

[2]) Lebenden Resten auch dieser Fauna, sowie der Steppenflora, begegnet man in Niederösterreich, Mähren und Böhmen nicht selten. Im Allgemeinen kann man verfolgen, wie sich die einstige Steppenfauna und Flora in östlicher Richtung zurückzog und zurückzieht.

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Arvicola amphibius Blasius	häufig	reichlich	reichlich
„ *gregalis Desmar.*	sehr reichlich	„	häufig
„ *arvalis Keys. et Blas.* . . .	zerstreut	zerstreut	vereinzelt
„ *campestris Blasius*	„	„	—
„ *ratticeps Keys. et Blas.* . . .	„	„	vereinzelt
Cricetus vulgaris fossilis Woldř. . .	„	„	häufig
„ *phaeus fossilis Nehring* . .	„	häufig	„
(*Lepus timidus Linné*)	„	zerstreut	zerstreut
Lagomys pusillus fossilis Nehring . . .	häufig	häufig	massenhaft
Saiga prisca Nehring	—	zerstreut	vereinzelt
Equus cab. fossilis minor Woldř. . .	reichlich	häufig	zerstreut
Asinus Gray, spec.	vereinzelt	vereinzelt	—

Und andere.

Weidefauna.

Für Mitteleuropa wären hieher zu stellen:

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Lepus timidus Linné	zerstreut	zerstreut	zerstreut
„ *cuniculus Linné*	vereinzelt	—	—
Elephas primigenius Blumb.	häufig	reichlich	reichlich
Bos primigenius Bojanus	„	häufig	zerstreut
Bison priscus Rütim.	„	„	„
Ovis argaloides Nehring	vereinzelt	vereinzelt	vereinzelt
Equus caballus fossilis Rütim. . . .	häufig	häufig	zerstreut
(*Equus cab. fossilis minor. Woldř.*)	reichlich	„	häufig
Atelodus antiquitatis Brandt	häufig	„	zerstreut

Und andere.

Waldfauna.

Für Mitteleuropa sind hieher zu stellen:

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Synotus Barbastellus Keys. et Blas. .	vereinzelt	—	—
Sorex vulgaris Linné	„	zerstreut	vereinzelt
„ *alpinus Schinz.*	„	vereinzelt	„
Erinaceus europaeus Linné	„	„	„
Leo spelaeus Filhol.	zerstreut	zerstreut	zerstreut
Leopardus pardoides Woldř.	vereinzelt	vereinzelt	—
„ *irbisoides Woldř.*	—	—	vereinzelt
Lyncus lynx Gray	—	zerstreut	zerstreut
Felis fera Bourguign.	vereinzelt	„	vereinzelt
Lupus vulgaris fossilis Woldř. . . .	häufig	häufig	zerstreut
Vulpes vulgaris fossilis Woldř. . . .	„	„	„
Foetorius putorius fossilis Woldř. .	zerstreut	zerstreut	„
„ *erminea Keys. et Blas.* . .	häufig	„	häufig
Mustela martes Briss.	zerstreut	häufig	vereinzelt
Meles taxus Linné	„	zerstreut	„
Ursus arctos Linné	„	„	—
Sciurus vulgaris Linné	„	„	zerstreut

	Böhmen	Mähren	N.-Oest.
Arvicola glareolus Blas.	zerstreut	zerstreut	häufig
Myoxus glis Blas.	häufig	vereinzelt	vereinzelt
„ *quercinus Blas.*	zerstreut	—	—
Mus sylvaticus Linné	vereinzelt	vereinzelt	vereinzelt
Sus europaeus Pall.	zerstreut	zerstreut	zerstreut
Cervus elaphus Linné	häufig	häufig	„
Capreolus caprea Gray	zerstreut	zerstreut	„
Alces palmatus fossilis Nordm.	„	„	—
Ibex priscus Woldř.	„	„	zerstreut
Tetrao urogallus Linné	vereinzelt	vereinzelt	vereinzelt
„ *tetrix Linné*	„	„	häufig
Gallus Linné	häufig	zerstreut	zerstreut

Und andere.

Die Verzeichnisse der angeführten diluvialen Faunengruppen, welche nach geographischen, gewisse Existenzbedingungen erfordernden Lebensverhältnissen zusammengestellt sind, enthalten nur die typischen und einige andere Thiere, welche in den diesbezüglichen Vegetationsgebieten vorzukommen pflegen. Sie enthalten nicht alle in unserer Uebersicht vorne angeführten diluvialen Formen, weil einige derselben sowohl in Wäldern als auf Weidegebieten, andere auf Tundren und auf Steppen, und einige, besonders unter den Raubthieren, sich leicht Aenderungen der Existenzbedingungen accomodiren und überall leben. Dass jedoch die typischen Vertreter dieser Faunen nicht ein ihrer Existenz entsprechendes Klima voraussetzen würden, so beispielsweise die typische Steppenfauna ein Steppen- oder continentales Klima, darüber wäre, als über eine elementare biologische Erfahrung, überflüssig zu discutiren. Der Charakter einer geographischen Fauna lässt sich jedoch nicht auf Grundlage einiger wenigen Reste mit Sicherheit bestimmen, hier kann nur das Vorkommen mehrerer, in erster Reihe für eine geographische Faunengruppe typischer Formen entscheiden. Dass die vorn angeführten Faunengruppen am selben Orte, wo sich reichlichere Reste derselben vorfinden, auch in der angeführten Ordnung daselbst einander folgten, lässt sich gegenüber den durch Nehring und meine Wenigkeit und wohl auch schon durch andere Forscher constatirten Profile freier, ungestörter Diluvialabsätze (nicht in Höhlen) weiter serios nicht bestreiten, abgesehen auch davon, dass diese Folge eine ganz natürliche ist, analog der Aufeinanderfolge der Glacial-, Steppen-, Wiesen- und Waldflora, welche Engler und Andere nachwiesen.

Allerdings verbleibt noch eine Reihe problematischer Fragen übrig. Zunächst die Frage, ob die Glacialfauna nach Mitteleuropa schon zur Zeit der ersten oder erst der letzten Vereisung gelangte und dementsprechend die Steppenfauna während der ersten, bezüglich der zweiten Interglacialphase oder erst nach der letzten Vereisung. Während für die Alpen Penck und Andere eine dreimalige Vereisung voraussetzen, von denen die erste nach v. Ammon[1]) nicht

[1]) v. Ammon: Die Gegend von München. Festschr. d. geograph. Gesell. München 1894.

bis in die baierisch-schwäbische Hochebene reichte, setzen deutsche und schwedische Geologen für den Norden Europas wohl auch eine dreimalige Vereisung voraus, allein die letzte reichte nicht über Skandinavien hinaus, so dass für Norddeutschland und Russland nur eine zweimalige Vereisung angenommen wird, eine erste ausgebreitetste Hauptvereisung und eine zweite schwächere, und zwischen beiden eine Interglacialzeit [1]). Für die Einwanderung der Glacial- und der Steppenfauna in unsere Gegenden ist die nordische Vereisung massgebend. Und hier neigt die Mehrheit der Forscher zur Ansicht, dass die Glacialfauna sich bei uns während der ersten Hauptvereisung (der ersten in Norddeutschland, der zweiten in Skandinavien) verbreitete, und die Steppenfauna während der nachfolgenden Interglacialzeit (der zweiten in Skandinavien). Diese Ansicht theilt auch Nehring [2]) bezüglich der Steppenfauna von Türmitz bei Aussig; auch ich theile dieselbe vollständig, nur dass ich die Steppenfauna mit Rücksicht darauf, dass sich in unseren unvereist gebliebenen Gegenden nur der Einfluss der Hauptvereisung, nicht aber der einer weiteren bisher geologisch verfolgen lässt, local in die Nachglacialzeit unserer, nicht vereist gewesener Gegenden rechne.

Angesichts der geschilderten Verhältnisse erscheint es begreiflich, dass in einem weiteren Gebiete beim Uebergang der sich ändernden klimatischen Verhältnisse zwei von den oben angeführten Faunengruppen nebeneinander bestehen konnten: so die präglaciale und die glaciale Fauna am Beginne der Glacialzeit, am Ende derselben die glaciale Fauna im Gebirge und die beginnende Steppenfauna im Vorlande; ebenso später die Steppen- und die Weidefauna und endlich die Weide- und Waldfauna, bis schliesslich die letztere zur Herrschaft gelangte. Auf diese Weise entstanden die Reste der gemischten Faunen, denen wir so häufig, vornehmlich in Höhlen, begegnen, unberücksichtigt die Vermischung der Absätze der letzteren in Folge der in dieselben eindringenden Gewässer. So finden wir beispielsweise in der Spaltenhöhle I von Zuzlawitz die Reste einer gemischten Glacial- und Steppenfauna, in der Spaltenhöhle II eine gemischte Weide- und Waldfauna. In dieser Beziehung verweise ich auf nähere Detailangaben in meiner Schrift: „Reste diluv. Faunen und des Menschen im Waldviertel Nieder-Oesterreichs [3]).

---

[1]) Ueber die Hypothese J. Geikie's, welche sogar eine sechsmalige Vereisung voraussetzt, vgl. meine und die Bemerkungen Koken's in meiner Schrift „Fossile Steppenfauna aus der Bulovka von Košiř bei Prag.“ Böhmisch: Čes. akad. cís. Fr. Jos. 1897, čís I., deutsch: Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie u. s. w. Stuttgart 1897.

[2]) Nehring: Einige Notizen über die Steppenfauna von Türmitz in Böhmen. Neues Jahrb. f. Mineralogie u. s. w. Stuttgart. 1894.

[3]) Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1893, B. LX, pag. 61—64.

II. Alluvium.

Aus dem Alluvium, und zwar aus der neolithischen und aus der Metallperiode der Urgeschichte des Menschen, hatte ich Gelegenheit, die Faunenreste aus Böhmen, Mähren und Niederösterreich, sowie auch aus einigen anderen Ländern der österreichisch-ungarischen Monarchie und auch aus Bosnien zu studiren und zu bestimmen. Es sind dies durchwegs Knochenreste aus menschlichen Wohnstätten oder aus anderen Culturschichten; deswegen kann sich der Inhalt derselben nicht auf die gesammte, überhaupt damals bei uns lebende Säugethier- und Vogelfauna beziehen, sondern nur auf die Reste jener Glieder dieser Faunen, mit denen der Mensch in nähere Beziehung trat. Da das Hauptmateriale, welches ich untersuchte, aus Böhmen stammt, so beziehen sich die nachstehenden Verzeichnisse hauptsächlich auf das Königreich Böhmen.

Der grösste Theil der diluvialen Waldfauna ging bei uns in das Alluvium über, nämlich in die alluviale Waldfauna. Eine scharfe Abgrenzung ist hier nicht nur beschwerlich, sondern vielfach unthunlich; einen Sprung gibt es hier nicht und kann es auch nicht geben, angesichts der allmäligen biologischen und geologischen Entwicklung. Im Allgemeinen kann man das Ende des Diluviums mit dem Aussterben des Löwen und einiger grösserer Katzen in unserem Gebiete annehmen; im europäischen Süden reicht allerdings der Löwe bis in die historischen Zeiten. Eine charakteristische Erscheinung tritt während dieses Ueberganges auf, der Mensch lernte nämlich allmälig das Zuschleifen und Glätten der Steinwerkzeuge und schritt weiter in der Zähmung verschiedener wilder Thiere, deren Anfänge in das Ende der Diluvialzeit fallen (beim Renthiere, Hund, Pferd und Rind). Die alten Ansichten von der Einwanderung neuer Völker aus Asien zu uns in dieser Zeit verlieren je weiter, desto mehr an sicherer Grundlage. Die wilden Vorfahren der meisten gezähmten Thiere, denen wir im Neolith begegnen, lebten schon während des Diluviums bei uns gleichzeitig mit dem Menschen; es liegt gar kein Grund vor, die Anfänge der Zähmung nur ausserhalb Europas zu suchen. So gut als verschiedene Völker in entfernten Gebieten der Erdkugel selbstständig zum Zuschleifen der Steinwerkzeuge, sowie zu gewissen primitiven Ornamenten gelangten, ebenso kam auch der europäische Urmensch dazu, das ihm nützlich sich erweisende Wild zu seinen Zwecken zu zähmen. Diesen Uebergang aus dem Diluvium in das Alluvium vom Standpunkte der menschlichen Cultur besprach ich in meiner Schrift: „Die Gliederung der anthropozoischen Formationsgruppe Mitteleuropas“ [1]).

Die aus dem Alluvium stammenden Knochen zeigen ihrem Aussehen nach kein solches Alter wie diluviale Knochen, sie unterscheiden sich aber einigermassen von recenten Knochen aus historischer Zeit, sie sind subfossil. Die Unterscheidung erfordert langjährige

---

[1]) Königl. Gesellsch. d. Wiss. Prag 1896, XI und Časopis společn. přátel star. Praha 1897.

Uebung und lässt sich auch da nicht in jedem Falle sicherstellen, besonders wenn die Knochenreste vereinzelt sind. Das nähere geologische Alter der alluvialen Knochenreste unter sich, lässt sich nach anderen gleichzeitig mitgefundenen Culturresten bestimmen. Wenn das Knochenmateriale einer Culturstätte bedeutend ist lässt sich aus der Zusammensetzung der Fauna, auch ohne Kenntniss anderer Reste, die Zeitperiode bestimmen, welcher dasselbe angehört. Es gelang mir auch wiederholt, ein solches Alter auf Grundlage von allerdings zahlreichen Knochenresten, ohne Kenntniss der mitgefundenen anderen Culturreste, zu bestimmen, so beispielsweise das Alter des Pfahlbaues von Ripač in Bosnien.

Neolithische Fauna.

Mit Beginn des Neoliths (Anfangs des Alluviums) begegnen wir einer Waldfauna in der Zusammensetzung, welche sie bewahrte bis zum Anfange der historischen Zeit, wo uns dieselbe alte Schriftsteller aus dem hercynischen Walde vorführen. Der Urochs und der Auerochs waren noch reichlich verbreitet, das Renthier ist bei uns ausgestorben, obwohl sich dasselbe in Norddeutschland und Polen bis in den Beginn der neolithischen Zeit erhielt; seine Stelle nahm in der Cultur der Edelhirsch ein. Von gezähmten Thieren begegnen wir anfänglich zunächst neben dem Haushunde Resten des gezähmten Urs *(Bos primigenius)* und des gezähmten kleinen Rindes *(Bos brachyceros)*; diese Thiere wurden damals allem Anscheine nach nicht des Zuges und nicht nur des Fleisches wegen, sondern hauptsächlich der Milch wegen gepflegt; weiters treffen wir Reste des Schweines, des Schafes, der Ziege und des Pferdes. Später vermehren sich die Reste des Rindes und es erscheinen auch neue Rassen desselben, welche hauptsächlich aus der Kreuzung der oben genannten zwei Rinder entstanden.

Aus dem mittleren Neolith bestimmte ich aus Knochenresten mehrerer Fundstätten Böhmens, namentlich des Massenmateriales vom Hradiště „Cimburk" bei Kuttenberg, ausgegraben durch Prof. E. Lemminger, die nachstehende Fauna:

Canis familiaris palustris Rütim. (kleiner Haushund), gezähmt, zerstreut.
„ *fam. optimae matris Jeitt.* (grosser Jagdhund), gezähmt, zerstreut.
„ *fam. intermedius Woldř.* (Schäferhund), gezähmt, vereinzelt.
Vulpes vulgaris Gray, wild, vereinzelt.
Mustela foina Briss., wild, vereinzelt.
„ *martes Briss.*, wild, vereinzelt.
Meles taxus Lin., wild, zerstreut.
Ursus arctos Lin., wild, zerstreut.
Lepus timidus Lin., wild, vereinzelt.
Castor fiber Lin., wild, zerstreut.
Cervus elaphus Lin., wild, reichlich.
„ *dama Lin.?* wild, vereinzelt.
Capreolus caprea Gray, wild, zerstreut.
Ovis aries Lin., gezähmt, häufig.
Capra hircus Lin.? gezähmt, vereinzelt.

Bos primigenius Boj., wild, zerstreut.
„ *Primigenius*-Rasse *Rütim.* (Hausrind), gezähmt, häufig.
„ *taurus L.*, Rindrasse mittlerer Grösse, gezähmt, häufig.
„ *brachyceros Rütim.* (*Brachyceros*-Rasse), gezähmt, häufig.
Sus europaeus Pallas, wild, häufig.
„ *palustris Rütim.* (Torfschwein), gezähmt, zerstreut.
Equus caballus Lin., gezähmt, zerstreut.
„ „ *minor Woldř.*, gezähmt, zerstreut.
Gallus domesticus Lin.? gezähmt, vereinzelt.

Abgesehen von den fraglichen Resten des Dammhirschen, der Ziege und des Haushuhnes enthält das vorstehende Verzeichniss 21 Thierformen, von denen 10 gezähmt und 11 wild sind. Die Wildthiere überwiegen hier noch über die gezähmten und dies ist umso wichtiger, als hier nicht die gesammten, damals lebenden Wildthiere vertreten sind, sondern nur jene, welche der Mensch zu irgend welchen Zwecken jagte, während die Hausthiere fast vollständig vertreten erscheinen. Sicherlich lebten hier damals noch, obwohl in den Funden nicht vertreten, beispielsweise die Wildkatze, der Luchs, der Wolf, der Auerhahn u. s. w. Was die Häufigkeit der Reste einzelner Thierformen anbelangt, stehen in erster Reihe die Reste des Hirschen, des Rindes und des Wildschweines[1]).

Metallzeitliche Fauna.

Auf Grundlage verschiedener Funde, hauptsächlich aber des namhaften Knochenfundes auf dem Hrádek bei Časlau, welchen Conservator Kl. Čermák gewonnen hat, konnte ich für den Beginn der Metallperiode die nachstehende Fauna constatiren:

Canis familiaris palustris Rütim., gezähmt, vereinzelt.
„ „ *intermedius Woldř.*, gezähmt, vereinzelt.
„ „ *optimae matris Jeitt.*, gezähmt, vereinzelt.
(„ „ *decumanus Nehring*), gezähmt, vereinzelt.
Ursus arctos Lin., wild, vereinzelt.
Lepus timidus Lin., wild, vereinzelt.
Castor fiber Lin., wild, vereinzelt.
Cervus elaphus Lin., wild, vereinzelt.
Capreolus caprea Gray, wild, vereinzelt.
Ovis aries Lin., gezähmt, häufig.
Capra hircus Lin., gezähmt, häufig.
Bos Primigenius-Rasse *Rütim.*, gezähmt, häufig.
„ *taurus L.*, schwächere Rasse, gezähmt, häufig.
„ „ *L.*, noch schwächere Rasse, gezähmt, häufig.
„ *brachyceros Rütim.*, kleinste Rasse, gezähmt, häufig.
Sus europaeus Pallas, wild, zerstreut.

---

[1]) Vergl. meine Schriften: „Beiträge zur Urgeschichte Böhmen", III. Th. Mittheil. d. anthrog. Ges. Wien, 1886, B. XVI, und „Zur Vorgeschichte Böhmens" im Werke: „Oesterr.-ungar. Monarchie in Wort und Bild", Böhmen, Wien 1893.

Sus palustris Rütim., gezähmt, reichlich.
Equus caballus Lin., gezähmt, vereinzelt.
„ „ *minor Woldř.*, gezähmt, zerstreut.
Gallus domesticus Lin., gezähmt, zerstreut.
Anser cinereus Lin.? gezähmt?, vereinzelt.
Raubvogel, wild, vereinzelt.
Grosser Fisch, wild, vereinzelt.

Von diesen 23 Thierformen sind 14 bis 15 gezähmt und nur 8 bis 9 Wildthiere; im Ganzen begegnen wir hier also im Gegensatz zum Verzeichniss der neolithischen Periode einer bedeutenderen Anzahl von gezähmten Thieren gegenüber der Zahl von Wildthieren. Es ist selbstverständlich, dass auch hier nur eine geringe Zahl der damals überhaupt in der Gegend lebenden Wildthiere gegenüber den gesammten gezähmten Thiere vertreten ist. Was die Häufigkeit der Reste einzelner Thierformen anbelangt, so herrschen hier vor die Reste vom Hausschwein, Rind und Schaf.

Die Reste von Wildthieren treten überhaupt in alluvialen Culturschichten desto mehr zurück, je mehr sich diese der historischen Zeit nähern. Während der prähistorischen Metallperiode mehren sich die Rinderrassen; neben der *Primigenius-* und der *Brachyceros*-Rasse treten noch zwei durch Kreuzung entstandene Rassen auf, eine grössere, welche sich der ersteren nähert und eine schwächere, welche der letzteren näher steht. Später erscheint noch eine fremde Rasse.

Faunenreste aus dem 9. bis 13. Jahrhundert n. Chr.

Aus der Culturschichte des Hrádek bei Časlau, welche zufolge anderweitiger Funde in das 9. bis 13. Jahrhundert reicht, bestimmte ich auf Grundlage des von Čermák gewonnenen Materials die nachstehenden Thiere:

Canis fam. optimae matris Jeitt., die schwächere Form des Jagdhundes dieses Autors;

Canis fam. palustris ladogensis Anutschin, etwas schwächer als ein solches Exemplar von Sedlec bei Kuttenberg;

Eine Bastardform zwischen *Canis f. optimae matris Jeitt.* und *Canis fam. intermedius Woldř.*;

Zwei Unterkiefer eines mopsähnlichen Hundes, *Vulpes vulgaris Lin.*, *Lepus timidus Lin.*, *Arvicola amphibius Blas.*, *Ovis aries Lin.*, *Capra hircus Lin.*, einige Rassen von *Bos*, *Cervus elaphus Lin.*, *Capreolus caprea Gray*, *Sus europaeus Pall.*, *Sus palustris Rütim.*, *Equus caballus Lin.*, *Anser cinereus Lin.*, *Gallus domesticus Lin.*

Im Ganzen also nur mehr sechs Wildthiere.

Bei einem Vergleiche der Verzeichnisse der Faunenreste aus der neolithischen und aus der metallzeitlichen Periode Böhmens mit der Fauna der Pfahlbauten in der Schweiz [1]) findet man, trotzdem das Knochenmateriale aus Böhmen gegenüber dem Pfahlbautenmateriale beschränkt ist und sich hauptsächlich nur auf je eine Fundstation bezieht, dennoch eine bemerkenswerthe Uebereinstimmung. In den älteren (neolithischen) Schweizer Pfahlbauten herrschen der Häufigkeit nach die Reste vom Hirschen und Rind vor, ebenso in der Fauna der neolithischen Culturschichten Böhmens; in den jüngeren (metallzeitlichen) Schweizer Pfahlbauten überwiegen der Häufigkeit nach die Reste des Hausschweines (Torfschweines) und des Rindes, ebenso in den metallzeitlichen Culturschichten Böhmens; hier wie dort nimmt die Anzahl der Wildthierreste ab.

Zusatz.

Interessant erscheint auch ein Vergleich mit der Fauna des Pfahlbaues von Ripač in Bosnien, welche ich kürzlich auf Grundlage der mir zur Bestimmung zugesendeten, ungefähr 6500 meist fragmentarischen Knochen und bei 4000 Stück loser Zähne nachfolgend constatirte [2]):

Mammalia.

	Zahl der Knochenreste
Felis catus Linné	1
Vulpes vulgaris Gray	6
Canis fam. Spaletti Strobel	4
„ „ *palustris Rütimeyer*	4
„ „ *intermedius Woldřich*	11
„ *bastard?*	1
Foetorius vulgaris Keys. et Blas	2
Meles taxus Blasius	5
Ursus arctos Blasius	6
Sciurus vulgaris Linné	1
Spermophilus citillus Blasius (?)	3
Castor fiber Linné	1
Lepus timidus Linné	13
Sus palustris Rütimeyer	3000
„ *europaeus Pallas*	wenige

[1]) Vergl. hauptsächlich: Rütimeyer, „Fauna der Pfahlbauten in der Schweiz“, 1862, sowie die Schriften Studer's.

[2]) Vergl. meine Schriften: „Fauna kičmenjaka ripačke sojenice“. Glasnik zemaljs. musea u Bosni, Sarajevo 1896, VIII. Ferner: „Wirbelthierfauna des Pfahlbaues von Ripač“, 5 Tafeln. Wiss. Mitth. aus Bosnien, Sarajevo 1897.

	Zahl der Knochenreste
Capreolus caprea Gray	18
Cervus dama Linné	5
„ *elaphus Linné*	18
Capra ibex Linné	3
„ *hircus Linné* }	3000 in fast gleichem
Ovis aries Linné }	Verhältnisse
Bos brachyceros Rüt. . . } 400	vorherrschend
„ *trochoceros Rüt.* . .	untergeordnet
„ Mischling	. . 1 Rest
„ *taurus Linné* . . .	. . reichlich
„ *Primigenius*-Rasse *Rüt.*	. nicht viele
„ Mischling	. . . einige
Camelus dromedarius Erxl.	1
Equus caballus Linné, grössere Form .	5
„ „ „ . kleinere Form . .	14

Im Ganzen 29—30 Säugethierformen.

Aves.

Aquila, spec.	1
Rapax, mittlerer Grösse	3
Corvus, spec.	1
Perdix cinerea Linné?	1
Gallus domesticus Linné?	2
Anas boschas Linné?	3
„ kleinere Form	3
Anser cinereus Linné	4
Aves, 3 Formen	5

Im Ganzen 11 Vogelformen.

Die Pfahlbautenfauna von Ripač ist somit aus 40—41 Säugethier- und Vogelformen zusammengesetzt, von denen 23 Wildthieren angehören (14 Säuger und 9 Vögel) und 17—18 Formen gezähmten Thieren (16—17 Säuger und 1 Vogel). Es herrschten hier also der Zahl der Formen nach die Wildthiere vor, der Häufigkeit der Reste nach überwiegen jedoch die gezähmten Thiere. Auf Grundlage dessen äusserte ich mich, ohne vorherige Kenntniss des anderweitigen Culturinventars, dahin, dass dieser Pfahlbau seiner Fauna nach zwischen die neolithische und metallzeitliche Fauna fällt und dass er somit vom Ende des Neoliths weit in die Metallperiode hineinreicht. Diese Ansicht bestätigten die nachträglich bekannt gewordenen übrigen Culturfunde dieser Localität.

Gewiss erscheint die Uebereinstimmung im Ganzen nicht nur der neolithischen, sondern auch der metallzeitlichen Cultur in faunistischer Beziehung einerseits zwischen den Schweizer Pfahlbauten und den gleichalterigen Culturstätten Böhmens, andererseits zwischen diesen beiden Gebieten und dem Pfahlbaue von Ripač, obwohl dieser durch den hohen und breiten Alpenzug von ersteren getrennt ist, sehr beachtenswerth. Die prähistorische Cultur der neolithischen und der Metallperiode erreichte nicht nur in Mitteleuropa, sondern fast in ganz Europa dieselbe Entwicklungsstufe, nur, dass die der Metallperiode je nordöstlicher, desto später.

Aus den Resultaten der vorliegenden Abhandlung geht wohl auch hervor, wie die Palaeontologie nicht nur der Geologie, sondern auch der Prähistorie und hiemit auch der Geschichte dient, indem sie die geologische Wissenschaft mit der historischen verbindet.

Inhaltsverzeichniss.

	Seite	
Einleitung	393	[1]
Folge der Literatur betreffend die diluviale Wirbelthierfauna im Königreiche Böhmen	395	[3]
Chronologische Zusammenstellung meiner eigenen Publicationen	397	[5]
I. **Diluvium**	401	[9]
Mammalia	401	[9]
Aves	406	[14]
Reptilia	408	[16]
Amphibia	408	[16]
Pisces	408	[16]
Unmittelbare Vorfahren der diluvialen Wirbelthierfauna	410	[18]
Faunengruppen der diluvialen Säugethiere	415	[23]
Präglaciale Fauna	415	[23]
Glacialfauna	417	[25]
Steppenfauna	417	[25]
Weidefauna	418	[26]
Waldfauna	418	[26]
II. **Alluvium**	421	[29]
Neolithische Fauna	422	[30]
Metallzeitliche Fauna	423	[31]
Faunenreste aus dem 9. bis 13. Jahrhundert n. Chr.	424	[32]
Zusatz	425	[33]
Fauna des Pfahlbaues von Ripač in Bosnien	426	[34]

Ueber die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins in der Triasformation.

Von A. Bittner.

Ungefähr dreissig Jahre sind verflossen, seit Stur (man vergl. dessen „Geologie der Steiermark“, Graz 1871, S. 194 ff.) mit Bestimmtheit die Anschauung aussprechen konnte, der alpine Lunzer Sandstein sei ein Aequivalent der ausseralpinen Lettenkohle (des deutschen Lettenkeupers, auch unteren oder grauen Keupers). Man hat diese Feststellung damals als einen ganz ausserordentlichen Fortschritt in unserer Erkenntniss über die Beziehungen zwischen alpiner und ausseralpiner Trias anerkannt (E. Suess in Verhandl. der geol. R.-A. 1866, S. 159). Erfahrene Kenner der ausseralpinen Trias waren durch ihre eigenen Studien zur gleichen Anschauung geführt worden, so vor Allem Fr. Sandberger (in seinen Schriften über die Gliederung der Würzburger Trias 1867, S. 208 und im Neuen Jahrb. f. Min. 1866, S. 43). Auch F. v. Hauer schloss sich der Anschauung Stur's und Sandberger's an und stellte (sowohl in den „Erläuterungen zur Uebersichtskarte“, Jahrbuch 1868, als in seiner „Geologie“) die Lunzer Schichten an die Basis des alpinen Keupers.

Da kam E. v. Mojsisovics mit seiner Neugliederung der Trias, die bekanntlich weit weniger auf Beobachtungen in der Natur als auf ausgedehnten theoretischen Speculationen beruhte und in der Erzeugung neuer Namen für längst Bekanntes gipfelte. Für die zunächst von ihm aufgestellten Stufen „norisch“ und „karnisch“, die sich zwischen den alpinen Muschelkalk in der damals fast allgemein geltenden Fassung und die Lunz-Raibler Schichten einschieben sollten, fehlte ihm freilich in den von Stur studirten Profilen eine Vertretung, wesshalb er bald mit „Lücken“ zu arbeiten anfing, vor Allem aber die Lunzer Schichten hoch in den Keuper hinauf zu verschieben gezwungen war, um Raum für die Hallstätter Kalke zu erhalten, die ja unter den Lunz-Raibler Schichten liegen sollten. Die Stellung, welche v. Mojsisovics im Gegensatze zu Stur den Lunzer Schichten theoretisch anwies, beruht demnach auf seiner vorgefassten und wie man jetzt weiss, falschen Ansicht über die Stellung der Hallstätter Kalke, und die Argumente, die er gelegentlich (so im Jahrbuch 1869 und 1874) zu Gunsten seiner Ansicht gegen Stur vorbringt, beruhen lediglich auf vielfachen Wendungen des Gedankens: Warum soll das,

was am nächsten liegt und durchaus natürlich und wohlbegründet zu sein scheint, auch wirklich richtig sein? Daran wird man zum besseren Verständnisse des Folgenden festhalten müssen, dass die unbegründete Ansicht E. v. Mojsisovics's über die Stellung der Lunzer Sandsteine lediglich eine nothwendige Consequenz seiner gänzlich verfehlten Anschauung über die Stellung der Hallstätter Kalke war. Seit er sich (im Jahre 1892) der Ansicht Stur's bezüglich der Stellung der Hauptmasse der Hallstätter Kalke über den Lunz-Raibler Schichten angeschlossen hat, liegt nicht der mindeste theoretische Grund mehr vor, nicht auch sofort die von Hauer, Sandberger, Suess u. A. getheilte Ansicht Stur's über die Stellung der Lunzer Schichten parallel dem Lettenkeuper widerspruchslos gelten zu lassen.

Bereits aus der Feststellung der Lunzer Schichten als alpiner Lettenkeuper musste sofort der Schluss gezogen werden, dass das Liegende der Lunzer Schichten als Ganzes dem ausseralpinen Muschelkalke entsprechen müsse. Und in der That ist auch dieser Schluss bereits von Stur (Geologie der Steiermark, S. 195) gezogen worden. Nach Hinwegnahme der unter die Lunzer Schichten eingeschobenen norischen Hallstätter Kalke war kein Einwand von Berechtigung mehr gegen die alte Anschauung Stur's zu erheben und man hätte glauben sollen, dass dieselbe fortan unangefochten allgemeine Geltung werde beanspruchen dürfen. Schon der eine Umstand, dass die Lunzer Schichten früher durch die unberechtigte Einschaltung der norischen Hallstätter Kalke in ihr Liegendes theoretisch hinaufgeschoben werden mussten, hätte ganz von selbst zur Folge haben sollen, dieselben jetzt, da ja die norischen Hallstätter Kalke wirklich auf ihnen lasten, wieder in entsprechender Weise hinabzudrücken.

Aber warum soll das, was anscheinend richtig und wohlbegründet ist, auch allseitig anerkannt werden? Ueber dieses Stadium der Forschung sind wir seit v. Mojsisovics's Eingreifen glücklich hinweggekommen und es wäre ihm wenig gedient, wenn wir dahin zurückkehren wollten. Aus diesem Grunde scheint es, hat E. v. Mojsisovics in den Denkschr. der kais. Akad. LXIII, 1896, S. 688 abermals die Behauptung hingestellt, dass der Lunzer Sandstein stets in das Hangende der Aequivalente des Grenzdolomits fallen werde und dass die Gleichstellung des Lunzer Sandsteins mit der Lettenkohle ausgeschlossen sei! Er hat sich dabei, wie gewöhnlich, der Angabe jeglicher Beweisgründe enthalten und sich anstatt auf solche, lediglich auf eine kurz vorher erschienene Arbeit von Benecke berufen, „um den vollkommen zutreffenden Bemerkungen Benecke's über dieses Thema eine weitere Bekräftigung zu Theil werden zu lassen". In unseren Verhandl. 1896, S. 401 ff., habe ich gezeigt, dass jene angeblich „vollkommen zutreffenden Bemerkungen" Benecke's eigentlich im Sinne v. Mojsisovics's gar nicht so „vollkommen zutreffend" waren und (S. 405) insbesondere drei Punkte angeführt, für welche das gilt.

Nun liegt eine neue Schrift von Benecke vor, betitelt: „Lettenkohlengruppe und Lunzer Sandstein", erschienen im 10. Bde., Heft 2 der Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg

i. B., S. 109—151. In dieser Schrift wendet sich Benecke weit bestimmter als früher gegen die Gleichstellung des Lunzer Sandsteins mit der Lettenkohle. Seine Argumentation ist zwar im Wesentlichen dieselbe geblieben, wie in der ersten Schrift, sie stützt sich auch hier wieder in erster Linie auf den vermeintlichen Gegensatz zwischen der Muschelkalkfauna und der Keuperflora der Lettenkohlengruppe und auf den Grundsatz, dass man entweder nur die marine Fauna oder dass man die Landfloren zur Gliederung einer Formation benützen solle; die Resultate dieser Argumentation aber sind schärfer formulirt worden.

Nun habe ich selbst weder (um mit Benecke zu reden) einzelnen Muschelkalkarten des Esino- oder Marmolatakalkes ein besonderes Gewicht beigelegt, um zu meiner Anschauung über die Vertretung des oberen deutschen Muschelkalkes in den Alpen zu gelangen, noch weniger habe ich mich um die Pflanzen von Lunz oder um die Fauna des deutschen Grenzdolomites gekümmert, sondern ich bin auf einem ganz verschiedenen Wege zu meiner Anschauung über die Gliederung und Parallelisirung der alpinen Trias gelangt, auf dem Wege ausgedehnter und langjähriger stratigraphischer Untersuchungen im Felde, die mich jene grossen Hauptgruppen der alpinen Trias in ihrer vollen Bedeutung und Constanz kennen lehrten, welche, wie auch Benecke in seiner neuesten Schrift hervorhebt, in der That natürliche sind. Und da diese natürliche Fünftheilung der alpinen Trias den heute noch allgemein angenommenen, ebenfalls natürlichen fünf Hauptgruppen der deutschen Trias aufs Beste entspricht [1]), so glaubte und glaube ich hinreichenden Grund zu haben zur Annahme, dass diese Uebereinstimmung keine zufällige, sondern ebenfalls eine in natürlichen Verhältnissen begründete sei. Da sich nun die natürliche mittlere, kalkarme Gruppe der alpinen Trias, die Lunz-Raibler Gruppe, mit der ebenso natürlichen mittleren Gruppe der deutschen Trias, der Lettenkeupergruppe, auf dem Wege dieses Vergleiches zu decken scheint, somit die schon von Stur behauptete und mit Gründen belegte Anschauung von der Aequivalenz der Lunzer Sandsteine mit der Lettenkohle auch auf diesem Wege als zunächstliegend zu Tage tritt, habe ich darin einen wesentlichen Stützpunkt für deren Richtigkeit zu erkennen geglaubt und — ganz so wie Stur — daraus sofort auf den Muschelkalkcharakter sämmtlicher in den Alpen darunter liegenden, ohnehin auf's Engste mit einander verknüpften Ablagerungen der unteren Kalkgruppe geschlossen. Ich bin auch von der grösstmöglichen Sicherheit der auf diesem Wege erlangten Resultate überzeugt; sie scheinen mir ebenso hoch zu stehen als solche, die auf palaeontologischem Wege, sei es durch Vergleich der Floren oder der Faunen, erhalten werden können. Wenn Benecke sich nun darüber beklagt, dass ich seine, meinen Standpunkt durchaus nicht als unrichtig bekämpfenden und nachweisenden, sondern

[1]) Schon bei Alberti 1834 findet man interessanter Weise in derselben Arbeit, in der er seine „Trias“ aufstellt, in der beigegebenen Tabelle den Lettenkeuper als eine gesonderte Gruppe aufgeführt. Auch Andere, so beispielsweise Nies, reden von einer Lettenkohlenformation.

denselben einfach ignorirenden Darlegungen gelegentlich als unwesentlich bezeichnet habe (so beispielsweise in meiner Schrift „Bemerkungen zur neuesten Nomenclatur der alpinen Trias“, 1896, S. 16; Verhandl. d. geol. R.-A. 1896, S. 194; auch in meiner Mittheilung in Verhandl. 1896, S. 409 etc.), so erlaube ich mir darauf aufmerksam zu machen, dass ich meine Gründe für diesen Ausspruch an allen den citirten Stellen anführe und denselben auch heute noch aufrecht erhalte.

Von meinem Standpunkte brauchte ich nach dem soeben Gesagten somit auf die neueste Darlegung Benecke's eigentlich nicht näher einzugehen; es ist lediglich das Interesse an der Sache und der Wunsch, dass unbegründete Zweifel nicht länger, als nöthig ist, bestehen bleiben, was mich hier leitet. Deshalb soll auf die neueste Schrift Benecke's einiges erwidert werden. Wie schon angedeutet, nähert sich Benecke diesmal weit mehr dem Standpunkte E. v. Mojsisovics's in Hinsicht auf die Lunzer Schichten. Das geht aus keiner Stelle deutlicher hervor, als aus jener auf Seite 141 (33), die folgendermaassen lautet:

„Bittner behauptet in einer seiner neueren Veröffentlichungen, dass ich mich gegen eine Erweiterung des alpinen Muschelkalk nach oben sträube. Ich habe gar nichts gegen dieselbe einzuwenden, sobald man auch ausserhalb der Alpen den Muschelkalk (die Muschelkalkfauna) bis zum Grenzdolomit erweitert. Dann ist aber dieser erweiterte Muschelkalk im stratigraphischen Sinne Lettenkohlengruppe.“

Zu diesem Satze ist verschiedenes zu bemerken. Zunächst sei auf die von Benecke mir zugeschriebene „Behauptung“ hingewiesen. Ich pflege in solchen Fällen den Gegner zu citiren, damit sich Andere ein eigenes Urtheil darüber bilden können, mit welchem Rechte derselbe diese oder jene Behauptung aufstellt.

Ich bedauere lebhaft, dass Benecke es unterlassen hat, diejenige unter meinen neueren Veröffentlichungen namhaft zu machen, in welcher ich jene Behauptung aufgestellt habe. In meiner letzten Schrift über derartige Gegenstände, Verhandl. 1896, S. 401 ff, ist diese Behauptung nicht in der von Benecke wiedergegebenen Form enthalten, sondern es ist (Seite 407) darin ausgeführt, dass Benecke im Jahre 1895 sogar die Möglichkeit zugibt, eventuell die unter den Lunzer Schichten liegenden (ladinischen) Bildungen ebenfalls dem ausseralpinen Muschelkalke gleichzustellen, resp. zuzurechnen, dass er sich aber gleichzeitig gegen die Uebertragbarkeit des Namens Muschelkalk auf solche Bildungen, d. h. gegen die Erweiterung des alpinen Muschelkalks nach oben ablehnend verhält (S. 408). Das geht ganz klar aus der 1895er Darlegung Benecke's hervor. Wenn Herr Benecke hinterher gefunden haben sollte, dass seine damaligen Darlegungen in dieser Frage nicht ganz consequent durchgeführt waren, so konnte das für ihn doch kein Grund sein, sich diesmal des Citirens meiner Arbeit zu enthalten. Es haben ja offenbar auch Andere dasselbe in jenen Darlegungen Benecke's gefunden, so beispielweise A. Tornquist, der eigens für die Uebertragbarkeit des Namens Muschelkalk auf gewisse Ablagerungen

der alpinen Trias plaidirt, worauf ich in Verhandl. 1897, S. 104 hingewiesen habe. Was ich in der angezogenen Schrift bezüglich der Darlegungen Benecke's behauptet habe, ist vollkommen richtig. Eine andere Seite der Angelegenheit ist die, welchen Standpunkt Benecke heute einnimmt, und da zweifle ich sehr, dass er einen glücklichen Griff gethan hat, indem er sich v. Mojsisovics auch in dieser Hinsicht enger anschloss als bisher. Auch konnte ich unmöglich voraussehen, dass er binnen zwei Jahren seine Ansicht in dieser Beziehung ändern werde.

Was nun das Sachliche in dem oben citirten Satze Benecke's anbelangt, so ist es ohne weiteres klar, dass es sich hier um zwei ganz verschiedene Fragen handelt, die von E. v. Mojsisovics und nach ihm von Benecke ganz ohne jeden hinreichenden Grund mit einander so verschmolzen wurden, als ob sie ursächlich zusammenhängen würden, was durchaus nicht der Fall ist. Diese beiden Fragen sind:

1. Die Parallelisirung gewisser alpiner Ablagerungen mit dem oberen deutschen Muschelkalke **in seiner bisher allgemein üblichen Fassung**, d. h. mit Ausschluss der bisher noch allgemein zum Keuper gerechneten Lettenkohle.

2. Die Erweiterung der Grenzen des deutschen Muschelkalks nach oben durch Hinzuziehung der Lettenkohlengruppe zum Muschelkalk.

Es ist klar und muss festgehalten werden, dass diese beiden Fragen völlig unabhängig von einander sind und völlig unabhängig von einander discutirt werden können. Erst das eine, dann das andere, wobei es gleichgiltig ist, was vorangestellt wird, wie man ja schon früher die eine und die andere Frage (durch Wöhrmann, Salomon, E. Fraas) losgelöst von der anderen behandelt findet.

Die erste Frage basirt auf der Gleichstellung der Lunzer Schichten mit der Lettenkohle und es ist einleuchtend, dass von diesem Standpunkte aus sofort alles unter dem Lunzer Sandsteine Liegende dem Complexe des deutschen Muschelkalkes in der allgemein üblichen Fassung entsprechen muss, ob das nun gegen die persönlichen Wünsche bestimmter Personen verstossen mag oder nicht. Auch v. Mojsisovics hat sich ja neuestens dieser Anschauung zu accomodiren gewusst, aber er hat gleichzeitig, um einen geringen Rest seiner früheren Ansichten retten zu können und Stur nicht auch in diesem letzten Punkte völlig Recht geben zu müssen, seine alten Zweifel (nicht Gründe!) an der Gleichstellung des Lunzer Niveaus mit der Lettenkohle aufrecht gehalten. Um das mit einem Anscheine von Berechtigung thun zu können, sucht er die in der alpinen Trias von ihm allein[1]) hervorgerufene Verwirrung auf die deutsche Trias zu überpflanzen und zunächst den deutschen Muschelkalk nach oben zu erweitern in der Hoffnung, dass es auf diesem Wege gelingen werde, die Lunzer Schichten definitiv oder bis auf Weiteres (— man kann ja ihre wahre Stellung später immer noch selbst entdecken, wie jene der

[1]) Ich hebe das besonders hervor gegenüber dem Anfange der Schrift Benecke's vom Jahre 1895.

Zlambachschichten, worüber Verhandl. 1897, S. 414 —) im Niveau des Schilfsandsteins zu erhalten, obwohl eigentlich bisher durch Niemand auch nur der Schatten eines Beweises erbracht wurde, dass sie dahin gehören.

Wie bereits betont, erfolgt die Erweiterung des alpinen Muschelkalkes nach oben ganz von selbst, sobald man den Lunzer Sandstein der Lettenkohle gleichstellt, was seit mehr als 30 Jahren von vielen Seiten gethan und von anderen als durchaus zutreffend anerkannt worden ist.

Diese Erweiterung erfolgt als zwingende Nothwendigkeit der gedachten Parallelisirung gewisser Abschnitte der alpinen und ausseralpinen Trias und ist von keinem anderen Factor abhängig, zieht auch durchaus keine anderweitigen, selbstverständlichen Consequenzen in der Gliederung der ausseralpinen Trias nach sich, welche nach ihrer Vornahme genau dieselbe bleiben kann, welche sie zuvor war. Sie ist also auch durchaus nicht von gewissen Bedingungen, unter welchen Benecke eventuell seine Zustimmung zu derselben geben würde, abhängig, wie Herr Benecke selbst ganz genau weiss, da er in seiner Schrift vom Jahre 1895, S. 231 (11) ganz ausdrücklich hervorhebt, wären Lunzer Schichten und Lettenkohle ungefähr aequivalent, dann wäre Grund vorhanden, die unter den Lunzer Schichten liegenden alpinen Bildungen für Muschelkalk zu halten. Hier ist keine Rede von Bedingungen; das ist erst spätere Zuthat von E. v. Mojsisovics. Es ist aber auch heute kein Grund vorhanden, hier gewisse Bedingungen in den Vordergrund zu schieben. Wenn die Erweiterung des alpinen Muschelkalkes irgend welche Consequenzen für die fixe deutsche Gliederung hätte, so würde das gewiss schon F. Sandberger, der doch so viel in diesem Fache gearbeitet hat, erkannt haben.

Für alle Jene — und es sind deren nicht wenige — denen die für die Parallelisirung des Lunzer Sandsteines mit der Lettenkohle bekannten Argumente genügen, ist somit die sofortige Erweiterung des alpinen Muschelkalkes bis unter die alpine Lettenkohle lediglich ein Postulat folgerichtigen Denkens und von keinerlei anderen, weiter hergeholten Bedingungen abhängig.

Wem die Gründe für die Gleichstellung der Lunzer Schichten mit der Lettenkohle nicht genügend erscheinen, dem steht es ja frei, das öffentlich auszusprechen, er thut aber nicht wohl daran, wenn er diese Angelegenheit, welche durchaus selbständig ist, in einer Weise mit einer anderen zu verquicken sucht, dass fast nothwendig für Fernerstehende die Gefahr erwächst, anzunehmen, diese beiden Angelegenheiten hängen innerlich unlösbar zusammen und die Erweiterung des alpinen Muschelkalkes nach oben ziehe eine Erweiterung des ausseralpinen Muschelkalkes unmittelbar und nothwendig nach sich.

Wird durch die Gleichstellung der Lunzer Schichten mit der Lettenkohle der alpine Muschelkalk ganz von selbst nach oben bis unter die alpine Lettenkohle erweitert, weil ja der ausseralpine Muschelkalk auch soweit nach aufwärts reicht, so kann der ausseralpine Muschelkalk in seiner bisher üblichen Begrenzung nach oben umsomehr intact bleiben, als ja durch diese Erweiterung

des alpinen Muschelkalkes nach oben erst die völlige zeitliche Aequivalenz des alpinen mit dem ausseralpinen Muschelkalk-Gesammtcomplexe hergestellt wird, und es mindestens unzeitgemäss erscheinen muss, sofort nach der endlich erreichten, übereinstimmenden Begrenzung der beiderseitigen Muschelkalkcomplexe, ohne jede innere Nöthigung, die Frage nach einer etwa angezeigten Erweiterung der oberen Grenze des deutschen Muschelkalkes aufzuwerfen. Denn durch eine Erweiterung der Grenze des deutschen Muschelkalkes nach oben würde ja diese Uebereinstimmung, kaum erreicht, wieder aufgehoben werden und die nothwendige Folge davon würde eine abermalige Erweiterung der Grenzen des bereits erweiterten alpinen Muschelkalkes nach oben sein. Man wird daher wohl am besten thun, auf die Vorschläge betreffs einer Erweiterung des deutschen Muschelkalkes ein für allemal nicht einzugehen, sondern bei der allgemein üblichen Gliederung der deutschen Trias zu verbleiben.

Wohin man mit solchen theoretischen Verschiebungen kommen kann, das zeigt ein lehrreiches Beispiel aus der Geschichte der alpinen Triasforschung. Als ich im Jahre 1878 bei Gelegenheit der Aufnahmsarbeiten im Gebiete von Recoaro — ebenso wenig wie Andere vor mir — im Stande gewesen war, eine Vertretung der Cassianer und Raibler Schichten aufzufinden, da wünschte Herr v. Mojsisovics, ich möge rein theoretisch eine „Zone“ von Cassianer und eine „Zone“ von Raibler Dolomiten an der Basis der Hauptdolomitmassen ausscheiden, was ich zu thun unterliess. Es war mir aber deshalb äusserst erfreulich, im Jahre 1880 in Judicarien über den typischen Buchensteiner Knollenkalken wohlcharakterisirte Wengener Schichten mit *Daonella Lommeli* und einer entsprechenden Ammonitenfauna und höher, von letzteren durch ein geringmächtiges Kalkniveau getrennt, Raibler Schichten mit bezeichnenden Petrefacten nachweisen zu können: für die zwischen den Wengener und Raibler Schichten liegenden Kalke ergab sich nach den herrschenden Vorstellungen die Bezeichnung als Cassianer Niveau von selbst. So habe ich das auch in einem Aufnahmsberichte (Verhandl. 1880, S. 234) dargestellt. Ich war daher im äussersten Grade enttäuscht und unangenehm berührt, als mir Herr v. Mojsisovics auf diese Funde hin mit apodictischer Sicherheit eröffnete, die von mir für Wengener, Cassianer und Raibler Schichten gehaltenen Ablagerungen seien durchwegs nichts als Wengener Schichten und eine Vertretung des Cassianer und Raibler Niveaus sei auch hier in Judicarien noch höher oben in den unteren Lagen der Hauptdolomitmasse zu suchen. Der bedauerliche Umstand, dass ich in meiner Arbeit über Judicarien im Jahrb. 1881, S. 260 etc. dem Standpunkte Mojsisovics's wenigstens formell entgegenzukommen getrachtet habe, hat nichts zur Folge gehabt als gesteigerte Ansprüche des Herrn v. Mojsisovics, denen mir bereits im Jahre 1884 bei Gelegenheit der Salzburgischen Aufnahmen (vergl. Jahrb. 1894, S. 334, ferner „Bemerkungen zur neuesten Nomenclatur der alpinen Trias“, 1896, S. 28) gerecht zu werden nicht mehr möglich war.

Für Herrn v. Mojsisovics konnten und können die Raibler Schichten nie hoch genug in der Schichtserie liegen. Er braucht allenthalben eine mächtige, faciell complicirte Vertretung der Wengener

Gruppe und so ist er dahin gekommen, in Judicarien und in der Lombardei die wohlentwickelten und faunistisch gekennzeichneten Raibler Schichten in Bausch und Bogen für Wengener Schichten zu erklären, wodurch die seit Hauer und Omboni so ziemlich sichergestellte Gliederung der lombardischen Trias abermals ganz unnöthigerweise in eine Verwirrung gebracht wurde, die erst durch Neuuntersuchungen von Benecke und dessen Schülern Deecke und Philippi wieder behoben worden ist.

Auf diesem Wege ist v. Mojsisovics endlich auch zu der theoretischen Ungeheuerlichkeit gekommen, in Raibl selbst die Raibler Schichten über den daselbst auftretenden Raibler Schichten zu suchen, was er natürlich wieder durch einen seiner Freunde besorgen liess (vgl. Verhandl. d. geol. R.-A. 1885, S. 59).

Herr v. Mojsisovics glaubt auch heute noch nicht an die Raibler Natur der lombardischen Raibler Schichten trotz der neueren, speciell diese Frage behandelnden, „vortrefflichen Arbeiten" Benecke's und Deecke's, worüber man Abhandl. d. geol. R.-A. VI/2 1893, S. 820, Fussnote, vergleichen wolle. Er beruft sich hier auf die tuffige Natur der Absätze, aber abgesehen von der inneren Schwäche dieses Arguments, die er selbst fühlt, wo sind denn die tuffigen Absätze in den Raibler Schichten bei Raibl? Der wirkliche Beweggrund Mojsisovics's ist ein ganz anderer: er wünscht ebenso complicirte Faciesverhältnisse, als er in dem von ihm neu bearbeiteten Aufnahmsgebiete Richthofen's in Südtirol annahm, auch rings um dieses Gebiet constatirt zu sehen, weil er in entgegengesetztem Falle einen Rückschluss fürchtet; das ist die einfache Erklärung.

Es kann, wenn Jemand echte und typische Raibler Schichten, darunter jene von Raibl selbst, nicht als Raibler Schichten anerkennen mag, vielmehr seine theoretischen Raibler Schichten erst hoch über den wirklich vorhandenen Raibler Schichten sucht, wohl kaum überraschen, wenn er dieses höchst sonderbare Verfahren auch bei der nächstverwandten Frage nach der Vertretung der Lunz-Raibler Gruppe in der deutschen Triasgliederung zur Anwendung bringt und ebenso wie in der Lombardei und zu Raibl die Lunz-Raibler Schichten in jener Gliederung irgendwo hoch oben sucht, wo sie aller Wahrscheinlichkeit nach nicht liegen. Beide Vorgänge hängen ja aufs Innigste psychologisch zusammen; überraschend dabei ist nur, dass gerade Benecke, der doch in der Lombardei Gelegenheit hatte, diese Theoreme v. Mojsisovics's auf ihren Gehalt zu prüfen, es ist, welcher den genannten Autor diesmal thatkräftig unterstützt.

Dieselbe sinnreiche Methode also, die Herr v. Mojsisovics seinerzeit auf die geologischen Verhältnisse von Judicarien und der Lombardei anwendete, sucht er heute auf die deutsche Trias anzupassen, nur zu dem Zwecke, damit Stur mit seiner Parallelisirung der Lunzer Schichten nicht Recht behält. Es dürfte sich das indessen auch mit Benecke's Beihilfe recht schwer gestalten. Man wird von jener Seite nicht nur mit der Erregung von Zweifeln arbeiten dürfen, sondern man wird den vollgiltigen Beweis erbringen müssen, dass die Lunzer Schichten nicht der Lettenkohle, sondern dem Schilfsandstein entsprechen, wenn man einen wirklichen Erfolg

haben will, und erst, wenn dieser Beweis erbracht sein wird, wird die weitere Frage discutirt werden können, ob dann eine Erweiterung des deutschen Muschelkalkes bis über den Grenzdolomit hinauf angezeigt sei, nachdem man schon früher den alpinen Muschelkalk bis unter die Lunzer Schichten erweitert hat, von der Anschauung ausgehend, diese seien der Lettenkohle aequivalent.

Setzen wir aber einmal den Fall, es sei der Nachweis erbracht, dass der Lunzer Sandstein jünger sei als die Lettenkohle, dass er beiläufig oder präcis im Niveau des Schilfsandsteines liege, würde es dann nicht erst recht überflüssig sein, an eine Erweiterung des ausseralpinen Muschelkalkes nach oben zu denken, würde es da nicht vorzuziehen sein, den Fehler, der durch die in diesem Falle voreilig gewesene Parallelisirung des Lunzer Sandsteines mit der Lettenkohle begangen wurde, wieder gut zu machen und in der alpinen Trias unterhalb des Lunzer Sandsteines nach den wahren Aequivalenten des Lettenkeupers zu suchen? Durch ein solches, völlig correctes, wissenschaftliches Vorgehen würde jedenfalls das eine gewonnen sein, dass die deutsche Triasgliederung ungestört bliebe und nicht unnöthigerweise in dieselbe Verwirrung gestürzt würde, in welcher sich die alpine nun schon seit geraumer Zeit befindet.

Es ist übrigens wohl auch kaum zu befürchten, dass die Mehrzahl der deutschen Geologen auf das bedenkliche Experiment eingehen wird, so dass die dahin zielenden Versuche E. v. Mojsisovics's und Benecke's wohl über das Stadium frommer Wünsche schwerlich hinauskommen werden und somit die definitive Austragung des Streites um die Parallelisirung der Lunzer Schichten auch ohne die Erweiterung des deutschen Muschelkalkes nach oben wird stattfinden müssen. Deshalb wird diese Seite der Frage wohl nach und nach gänzlich zurücktreten gegenüber jener, welche sich mit den Thatsachen befasst, die uns bei der Parallelisirung der Lunzer Schichten für und wider zu Gebote stehen. Es wird deshalb in Folgendem eine Besprechung der von Benecke gegen die Gleichstellung der Lunzer Schichten mit der Lettenkohle vorgebrachten Einwände und der von ihm angeführten Gründe für die Parallelisirung mit dem Schilfsandsteine beigefügt werden.

Zuvor soll aber des besseren Verständnisses wegen noch eine Seite der Angelegenheit hervorgehoben werden. Es wurde soeben die Frage aufgeworfen, wozu E. v. Mojsisovics und Benecke überhaupt eine Erweiterung des ausseralpinen Muschelkalkes nach oben anstreben, wenn sie davon wirklich überzeugt sind, dass es ihnen gelingen werde, den Nachweis zu erbringen, dass die Lunzer Schichten nicht dem Lettenkeuper, sondern einem viel jüngeren Gliede der ausseralpinen Trias entsprechen? Muss es aber nicht noch viel fragwürdiger erscheinen, weshalb heute E. v. Mojsisovics — nicht selbst sich bemüht, nein! — Herrn Benecke sich bemühen lässt, Gründe für eine Parallelisirung des Lunzer Sandsteins mit etwa dem Niveau des Schilfsandsteins ausfindig zu machen, wenn man sich erinnert, dass derselbe bis vor Kurzem nicht müde geworden ist, zu versichern, dass jeder Versuch einer schärferen Parallelisirung der germanischen mit der alpinen Trias aussichtslos sei. Wenn E. v. Mojsisovics wirklich von der Aussichtslosigkeit solcher Ver-

suche überzeugt ist, warum plagt er sich und seine Freunde mit so „aussichtslosen“ Versuchen, den Lunzer Sandstein in das Niveau des Schilfsandsteines zu versetzen, da es ihm von seinem einmal eingenommenen, erhabenen Standpunkte der völligen Aussichtslosigkeit ja wirklich ganz gleichgiltig sein kann, ob tief unter ihm einige „schematisirende Systematiker“ ihr kleinliches Genügen darin finden, den Lunzer Sandstein ohne seine Genehmigung für Lettenkeuper zu halten? Oder sollte Herr v. Mojsisovics doch ein heimliches Interesse daran haben, trotz der von ihm eingesehenen Aussichtslosigkeit, den Lunzer Sandstein genau mit einem Niveau der ausseralpinen Trias parallelisiren zu können, diesen Sandstein dennoch lieber genau dem Schilfsandstein gleichzustellen, also jünger zu machen, als er aller Wahrscheinlichkeit nach sein kann? Wenn Jemand wirklich überzeugt ist, dass eine feinere Parallelisirung alpiner mit ausseralpinen Triasniveaus undurchführbar sei, so ist es doch ein merkwürdiges Beginnen, wenn derselbe zu einer so scharfen und nur schwer durchzuführenden Gleichstellung, wie jene des Lunzer Sandsteines mit dem Schilfsandsteine ist, seine Zustimmung gibt. Es erinnert das an ein ähnliches Spiel mit dem Ausdrucke „norisch“ im Sinne, wie ihn v. Mojsisovics seit 1892 gebrauchen möchte; auch da wurde und wird noch versichert, es handle sich ja nur um eine ganz unwesentliche Nebensache und gleichzeitig wird mit allen Mitteln darauf hingearbeitet, diesem ganz nebensächlichen Bestreben allgemeine Geltung zu verschaffen. Es scheint da eben an der wünschenswerthen Aufrichtigkeit ein wenig zu fehlen.

Wir wollen aber jetzt zur Betrachtung der Thatsachen übergehen, welche Benecke gegen die Gleichstellung des Lunzer Sandsteins mit der Lettenkohle und der Gründe, welche er für die von ihm befürwortete Parallelisirung desselben mit dem Schilfsandsteine anzuführen weiss. Ich könnte mir das ersparen mit Hinweis auf jenen Weg, auf welchem ich zu der ersteren Gleichstellung gekommen bin, aber man soll nicht sagen, dass ich der Discussion nach irgend einer Richtung hin ausweiche, wie man das auf der Gegenseite sehr oft zu thun pflegt.

Stur stützt sich in erster Linie auf die Uebereinstimmung der Floren, aber auch auf die Analogien mit dem Würzburger Triasprofile. Bereits oben wurde abermals darauf hingewiesen, dass für mich der auffallende Parallelismus in den Hauptgruppen der alpinen und der deutschen Triasgliederung ausschlaggebend waren. Warum sollen schliesslich auch die Gliederungen der deutschen und speciell der nordalpinen Trias, die sich ja doch in verschiedenen, von einander nicht allzufernen Theilen eines und desselben Meeres abgesetzt haben, nicht wenigstens in Bezug auf ihre Hauptgruppen einigermaassen Uebereinstimmung zeigen? Von vorneherein das Gegentheil erwarten, würde wohl wenig begründet sein. Es kann sich somit nur um die Frage handeln, ob die momentan bekannten Thatsachen in irgend einer Weise gegen diese Parallelisirung des Lunzer Sandsteins mit der Lettenkohle sprechen und das wird am besten an der Hand der Einwände Benecke's zu untersuchen sein.

Es ist bereits bemerkt worden, dass Benecke seine Einwände gegen die Gleichstellung des Lunzer Sandsteins mit der Lettenkohle

in erster Linie auf die Idee stützt und von dieser ableitet, dass man (S. 111 [3] seiner Arbeit) zur Gliederung einer Formation naturgemäss entweder nur die Meeresfaunen oder nur die Landfloren benützen solle, wobei man (S 110 [2]) wohl den marinen Faunen den Vorzug geben werde. Darin wird vom rein theoretischen Standpunkte, besonders wo es sich um marine Formationen handelt, principiell wohl Niemand widersprechen. Allein in der Praxis gestaltet sich die Sache ganz verschieden. „Richten wir uns nach der Fauna, so müssen wir den Grenzdolomit (an der oberen Grenze des deutschen Lettenkeupers) zum Muschelkalk stellen, ohne Rücksicht darauf, dass die Lettenkohlengruppe herkömmlich zum Keuper gerechnet wird“, verlangt nun die Theorie Benecke's in einem speciellen Falle weiter und was geschieht in der Praxis? Die Lettenkohlengruppe wurde von Anfang an und wird heute noch zum Keuper gestellt, obschon deren Fauna von Anbeginn als eine Muschelkalkfauna erkannt wurde (S. 110 [2]). Woher diese nach den theoretischen Anschauungen Benecke's unverständliche Inconsequenz? Das ist sehr leicht zu erklären: Die deutsche Trias ist ebenso wie zahlreiche andere Formationen durchaus nicht nach derartigen theoretischen Voraussetzungen gegliedert worden, sondern man hat die zu natürlichen Gruppen zusammengehörenden Gesteinscomplexe in ihrer Aufeinanderfolge und Verbreitung als Grundlage der Gliederung benützt und das Studium der fossilen Einschlüsse ist erst in zweiter Linie und später hinzugetreten. Man schlage doch Alberti's grundlegende Monographie der Trias vom Jahre 1834, S. 5 etc. nach. Und ganz so ist es auch in der alpinen Trias gewesen. F. v. Hauer's sehr interessante und vollkommen zutreffende Profile der Trias vom Lunzer See und von Kleinzell im Jahrb. 1853 IV, S. 740, 741 beweisen das unwiderleglich; und doch hat man damals den Lunzer Sandstein für Lias gehalten und die darüber folgenden Opponitzer Kalke und Hauptdolomite für noch jünger ansehen müssen (vergl. Verh. 1888, S. 76; 1893, S. 333, wo die rectificirten, d. h. mit den heute üblichen Stufenbezeichnungen versehenen Profile gegeben wurden). Dasselbe gilt für Kudernatsch's Profile im Jahrb. 1852 III, S. 71 etc. Die alpine Trias war demnach längst schon in den Hauptzügen völlig richtig gegliedert, ehe man über die wahre Altersstellung mancher ihrer wichtigsten Niveaus im Reinen war. Man hat speciell die Lunzer Sandsteine, Opponitzer Kalke und Hauptdolomite völlig präcis von einander zu trennen gewusst, noch ehe man dieselben nur als der Trias zugehörend zu deuten gewagt hat. Auch Stur hat in Folge dessen nicht nach der Flora gegliedert, sondern er hat die Lunzer Flora [1]) nur als Anhaltspunkt für die genauere Horizontirung einer bereits gegliederten Schichtserie benützt.

Die theoretischen Forderungen Benecke's hinsichtlich der Gliederung sind also von dem Vorgange, der sich in der Praxis längst abgespielt hat, sehr verschieden. Und hier kommen wir auf einen Cardinalfehler in der neuesten Abhandlung Benecke's. Benecke

---

[1]) Das neueste Verzeichniss der Flora von Lunz findet man bei Stur in Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. CXI, 1885, S. 93.

gibt Vorschläge zur Gliederung. Es handelt sich aber in unserem Falle um gar keine Gliederung; wir wollen ja gar nicht gliedern; wir haben das ja auch gar nicht mehr nöthig; vor uns liegen ja fix und fertig zwei gute und brauchbare Gliederungen, eine für die deutsche und eine für die alpine Trias, und wir wollen nichts, als diese beiden fertigen Gliederungen vergleichen und in ihren Hauptgliedern, soweit sich das ohne Zwang thun lässt, parallelisiren. Die ganze diesmalige Darlegung Benecke's beruht sonach in erster Linie eigentlich auf einem Missverständnisse in Bezug darauf, um was es sich soeben handelt.

Wir haben uns somit auch gar nicht darum zu kümmern, wie sich nach den theoretischen Grundsätzen Benecke's eine rationelle Gliederung der Trias etwa gestaltet haben würde oder noch gestalten könnte, das ist für uns thatsächlich ganz belanglos, sondern wir nehmen die wirklich existirenden und anerkannten Gliederungen der deutschen und der alpinen Trias, so wie sie sind, und vergleichen sie miteinander. Dabei kümmern uns subtile Erwägungen, ob die Flora der Lettenkohlengruppe eventuell, wenn man nach Benecke's Principien die Lettenkohle zum Muschelkalke rechnen würde, nur zeitlich, nicht dem Charakter nach, als eine Muschelkalkflora anzusehen sein würde oder nicht, durchaus nicht das Mindeste. Für uns ist die Lettenkohle nicht Muschelkalk, sondern entweder unterer Keuper oder eine besondere Uebergangsgruppe zwischen Muschelkalk und Keuper, so wie das nach allgemeinem Uebereinkommen heute angenommen wird. Die Ablagerungen des Muschelkalkmeeres reichen für uns deshalb nur so weit aufwärts, als die Bildungen reichen, die man heute in Deutschland allgemein als Muschelkalk bezeichnet. Sie reichen für uns also bis unter das, was man Lettenkohle oder Lettenkeuper nennt; sie reichen also genau so weit, als sie in den Alpen reichen und der Gegensatz, den Benecke S. 110 (2) in dieser Hinsicht geltend machen möchte, ist lediglich ein fictiver. Die Ablagerungen, die über den Ablagerungen des Muschelkalkes liegen, sind für uns nach dem üblichen Sprachgebrauche Ablagerungen des Keupers, solange als die auf den Muschelkalk folgende Schichtgruppe eben Keuper genannt wird, und das wird wohl noch für geraume Zeit der Fall sein.

Ob die Fauna der Keuperablagerungen mit jener der Muschelkalkablagerungen mehr oder weniger nahe verwandt ist, ist eine zweite Angelegenheit; es ist von vorneherein ganz gut denkbar, dass die Keuperfauna der Muschelkalkfauna sehr nahe verwandt ist, es ist möglich, dass die Fauna eines Theiles des Keupers oder sogar des ganzen Keupers mit der Fauna des Muschelkalkes nahezu oder ganz identisch ist; es ist auch möglich, dass die Fauna des deutschen Keupers der Fauna des deutschen Muschelkalkes weitaus näher steht als die Fauna des Alpenkeupers der Fauna des Alpenmuschelkalkes: trotz alledem ist und bleibt in jedem Falle die Fauna des Keupers eben die Keuperfauna [1]). Und sind die Faunen ganz gleich, so kann

[1]) Man stösst sich heute an Namen, wie Muschelkalk und Keuper, vergisst aber dabei, dass ein solcher Name, wenn er auch der localen Ausbildungsweise

es höchstens heissen, die Fauna des Keupers oder die Keuperfauna ist identisch mit der Muschelkalkfauna und man kann vielleicht hinzufügen, dass man somit auf Grund der Fauna nicht in der Lage gewesen sein würde, Muschelkalk und Keuper als zwei getrennte Formations-Hauptglieder von einander zu trennen. Die Berufung auf Muschelkalkfauna, Keuperflora u. dgl. sind somit Schlagworte, mit denen in Wirklichkeit für die praktische Gliederung und Unterabtheilung der Formationen nur sehr wenig gethan ist. Ein Beispiel aus der neuesten Schrift Benecke's soll das zeigen. Nach Benecke hat, wie schon längst bekannt, der obere Grenzdolomit des Lettenkeupers eine Muschelkalkfauna. In dem unterhalb des Lettenkeupers, resp. an dessen Basis liegenden Trigonoduskalke ist aber Trigonodus selbst nach Benecke eine Keuperform. Man kann deshalb nach Benecke S. 134 (26) sagen, dass der viel tiefer liegende Trigonoduskalk durch das Auftreten eben des Trigonodus mehr vom Muschelkalk abweicht, als der jüngere Grenzdolomit. Wie wäre es nun, wenn man mit diesem unerwarteten Auftreten des Trigonodus im Trigonoduskalk etwa den Keuper beginnen lassen würde, obschon noch über ihm eine „Superstitenfauna" des Muschelkalks folgt, genau so, wie nach Benecke's Mittheilung 1895, S. 17 Frech mit *Goniatites inexpectatus* sein Unterdevon der Alpen beginnen lässt, trotz der darüber liegenden „Superstitenfauna" mit vorwiegend silurischem Charakter? In der That hat man ja wirklich bis jetzt trotz seiner „Muschelkalkfauna" den Lettenkeuper eben zum Keuper gezogen; diese „Superstitenfauna" (auch ein schönes Schlagwort!) hat also hier gar nicht störend gewirkt.

Nun bitte ich, mich nicht misszuverstehen. Ich habe principiell gar nichts gegen die von Benecke befürwortete Erweiterung des deutschen Muschelkalkes einzuwenden, aber ich werde mit derselben erst dann zu rechnen beginnen, wenn dieselbe allgemein angenommen sein wird. Bis dahin wird man sich in dieser Richtung reservirt halten dürfen, vor Allem aber wird man zusehen müssen, dass aus der Lettenkohlengruppe nicht ein so constant hin- und herpendelndes Zwischenniveau wird, wie wir im österreichischen Tertiär eines in den sog. Grunder Schichten besitzen (vergl. Jahrb. d. geol. R.-A. 1885, S. 53 u. 68). Die Lettenkohlengruppe ist thatsächlich auf dem besten Wege, eine solche, für gewisse theoretische Zwecke äusserst werthvolle Stellung zu erlangen. Denn was sollen aufmerksame Leser von nachstehendem Falle denken? Im Jahre 1895, S. 20 (240) seiner erwähnten Schrift,

einer Formationsabtheilung ursprünglich entnommen wurde, doch zugleich auch eine bestimmte Ablagerungszeit bezeichnet, daher ein zeitlicher Begriff geworden ist. Wenn wir heute von alpinem Keuper reden, so verstehen wir darunter eben die alpinen Ablagerungen, die jenem Zeitabschnitte entsprechen, in dem sich in Deutschland der Keuper absetzte, genau so wie wir uns unter alpiner Kreide, alpiner Steinkohlenformation ohne Anstoss die der englischen Kreide und ausseralpinen Steinkohle zeitlich äquivalenten Bildungen vorstellen. Deshalb ist der Name Keuper auf alpine Ablagerungen ebenso gut anwendbar, wie die Namen Kreide und Carbon; er bezeichnet eben nicht Ablagerungen vom Charakter des Keupers, sondern Ablagerungen aus der Zeit des Keupers. Wer sich aber damit durchaus nicht befreunden kann, der hat ja Localnamen, wie Lunz-Raibler Gruppe, Hauptdolomitgruppe etc. in genügender Auswahl zur Verfügung.

sagt Benecke klar und deutlich, dass in den Alpen die Aequivalente des deutschen Grenzdolomites nur über den Lunzer Schichten gesucht werden können und nur zwei Jahre später, 1897, stellt er den Grenzdolomit, resp. dessen Aequivalente in den Alpen unter die Lunzer Schichten! Man wende hier nicht ein, dass ja ein Jeder seine wissenschaftlichen Meinungen und Ueberzeugungen ändern könne. Gewiss kann er das, aber wenn Jemand, der sich sein Leben lang mit einschlägigen Studien beschäftigt und keine Veranlassung gefunden hat, in einem bestimmten Punkte seine Meinung zu ändern, dieselbe so plötzlich, ohne jede deutlich sichtbare Veranlassung aufgibt, so pflegt man doch nach einer solchen zu suchen. Und man findet sie in unserem Falle wirklich; sie besteht in einem Winke des Herrn E. v. Mojsisovics in den Denkschriften der kais. Akad. d. Wissensch. LXIII vom Jahre 1896, S. 688, Fussnote. Der Lunzer Sandstein hat stets in das Hangende des Grenzdolomits zu fallen, decretirt hier E. v. Mojsisovics. Das genügt. Es ist das auch lehrreich für Diejenigen, welche dem Studium der Trias ferne stehen und welchen Benecke in seinen neueren Schriften in den Berichten der naturforsch. Gesellschaft zu Freiburg i. B. (vergl. seine Arbeit vom Jahre 1895, S. 222 [2]) eine Orientirung und einen Ueberblick über die Forschungsergebnisse in dieser Formation zu vermitteln sich bestrebt.

Wir erlauben uns, hier zugleich Herrn Prof. Benecke darauf aufmerksam zu machen, dass er bei seiner neuesten Parallelisirung einen sehr wichtigen und wesentlichen Ausspruch v. Mojsisovics's ausser Acht gelassen hat. Derselbe findet sich im N. J. f. Min. 1884 I, S. 79, und besagt, dass die spärlichen, nur local auftretenden Einschaltungen von conchylführenden Bänken im Gypskeuper wohl kaum als zoologisch selbstständige Horizonte aufgefasst werden können, dass vielmehr erst im *Ceratites Schmidi Zimm.* der erste biologische Anhaltspunkt zur Unterscheidung eines chorologisch berechtigten Abschnittes der Keuperzeit vorliegt. Und diese vom Standpunkte der „chorologischen Interpretation" aus gegebene Belehrung wird durch eine frühere Mittheilung im Jahrb. 1874, S. 132 wesentlich ergänzt. Hier ist darauf nachdrücklich hingewiesen, dass es nicht rathsam sei, aus dem Vorhandensein der *Myophoria Kefersteini* in der Bleiglanzbank des deutschen Gypskeupers auf die Altersgleichheit dieser mit den Raibler Schichten zu schliessen; noch viel weniger sei das möglich aus dem Vorkommen von Formen wie *Corbula* und *Anoplophora*!

Hätte sich Benecke diese gewiss wohlgemeinten Warnungen bei Abfassung seiner neuesten Schrift vergegenwärtigt, so würde er den grossen und folgenschweren Fehler vermieden haben, in welchen er S. 137 (29) derselben verfallen ist, indem er auf Grund des Vorkommens jener *Myophoria* und *Corbula* (*Myophoriopis*) die Bleiglanzbank und die Nachbarschichten derselben zwischen dem Grenzdolomite und dem Schilfsandsteine gegen den so deutlich ausgesprochenen Wunsch E. v. Mojsisovics's doch wieder als ein ungefähres Aequivalent der Raibler Schichten erklärt und ansieht. Die Folgen dieser höchst unvorsichtigen Parallelisirung springen sofort in

die Augen: Der Schilfsandstein liegt über diesen ausseralpinen Raibler Schichten, die Lunzer Schichten dagegen liegen bestimmtest unter einem grossen Theile der Raibler Schichten in deren weiterer Fassung, nämlich unter den Torer und Opponitzer Schichten. Die Lunzer Schichten sind daher nach Benecke's Voraussetzungen selbst nothwendig älter als der Schilfsandstein, können somit nicht gleich alt mit diesem sein, wie Benecke das diesmal darstellen möchte. Und von dieser voreiligen Gleichstellung des Gypskeupers mit den Raibler Schichten als deren „ungefähres Aequivalent“ geht Benecke leider auch an jenem Punkte aus, wo er sich S. 32 (140) seiner neuesten Arbeit zur Besprechung und Vergleichung der alpinen Triasbildungen speciell wendet.

Aber es muss zugegeben werden, dass Benecke seinen Fehler wenigstens theilweise dadurch wieder gut macht, dass er zugesteht (S. 38 [146]), er habe den Gypskeuper eigentlich nur deshalb mit den Raibler Schichten gleichgestellt, weil die Opponitzer Schichten zweifellos zu den Cardita- oder den Raibler Schichten im weiteren Sinne gehören. Das heisst also eigentlich, die Opponitzer Schichten sind die genaueren Aequivalente des Gypskeupers und das dürfte in der That der Wahrheit entsprechen. Es thut hiebei nichts zur Sache, dass Benecke diese genauere Erklärung eigentlich nur beifügt, um die Herabziehung des Opponitzer Kalkes und der Torer Schichten in die mittlere kalkarme (Lunz-Raibler) Gruppe motiviren zu können; das Richtige trifft er damit doch, wenn es auch ebenso gewiss den Intentionen des Herrn v. Mojsisovics zuwiderläuft. Denn mittelst des Vergleiches der beiden Schichtfolgen:

Hauptdolomit		Schilfsandstein
Opponitzer Kalk . . .	= . . .	Gypskeuper
Lunzer Sandstein		Lettenkohle

wird bei der durch Benecke unvorsichtigerweise zugegebenen Gleichstellung von Opponitzer Kalk mit Gypskeuper durch Benecke selbst der Beweis erbracht, dass der Lunzer Sandstein nimmermehr dem Schilfsandstein gleichstehen kann, sondern dass er der Lettenkohle gleichstehen muss, wie von Stur und Anderen seit jeher behauptet wird. Nun, Benecke hat ja gewiss noch Gelegenheit, auch seine Meinung über die von ihm vielleicht (wenigstens im Sinne E. v. Mojsisovics's) überschätzte Bedeutung der Bleiglanzbank und über deren Parallelisirung zu modificiren; das wollen wir abwarten. Vorläufig ist sein Hauptbeweisgrund gegen die Stur'sche Anschauung vom Alter der Lunzer Schichten ohne Effect geblieben.

Wenn nun aber die Lettenkohle mit dem Lunzer Sandstein zusammenfällt, so kann nicht gleichzeitig die Ablagerung der unter dem Lunzer Sandstein liegenden ladinischen Schichtgruppe in die Bildungszeit der deutschen Lettenkohlengruppe gefallen sein, wie Benecke (S. 33 [141]) annehmen möchte, sondern die ladinische Gruppe fällt eben im Ganzen und Grossen mit dem oberen ausseralpinen Muschelkalke zusammen. Dabei ist es gleichgiltig, ob man in einer Tabelle volle oder punktirte Linien zwischen die einzelnen

Schichtgruppen setzen lässt und ob jede einzelne dieser Linien gerade durchläuft oder in verschiedene Höhen fällt, um etwas „anzudeuten", was Jedermann, der sich mit diesem Gegenstande beschäftigt, wissen muss, nämlich, dass es sich hier nur um beiläufige Parallelisirung der Hauptgruppen handelt, und dass nicht an allen Punkten jede dieser Gruppen völlig gleichzeitig sich zu bilden begonnen haben wird.

Wir haben bisher von der Fauna, deren Charakter in der diesmaligen Darstellung Benecke's eine so grosse Rolle spielt, nicht zu reden gebraucht, es soll aber hier auch ein Einwand Benecke's, der sich auf den Charakter der Fauna stützt und von Benecke offenbar für sehr wesentlich gehalten wird, besprochen werden. Benecke hebt wiederholt hervor, dass wir der Thatsache, dass im Grenzdolomite des obersten Lettenkeupers noch eine „Muschelkalkfauna" existirt, in den Alpen nichts ähnliches gegenüberzustellen haben. Das ist eine durchaus falsche Voraussetzung. In den Alpen fehlt es uns (vergl. Benecke S. 32 [140]) ganz und gar nicht an marinen Bildungen unterhalb der Opponitzer Kalke, welche wir dem Gypskeuper gleichsetzen, wofür ja auch, wie gezeigt wurde, Benecke's eigene Darstellung spricht. Unter diesen Opponitzer Kalken, resp. an der Basis derselben liegen sehr charakteristische Cardita-Oolithe, in deren Fauna eine ganze Anzahl von Brachiopoden- und Bivalventypen auftreten, die in identischen oder nahe verwandten Formen aus den Partnach-, resp. Cassianer Schichten hieher aufsteigen. Da sind zu erwähnen: die Myophorien aus der Gruppe der *M. inaequicostata Klipst.*, die eine Vertretung der deutschen *M. Goldfussii* bilden; da sind die Arten aus der Gruppe der *Myoph. decussata Münst.*, gewisse *Myophoriopis*, die, wie die vorgenannten, von Wöhrmann specifisch mit Cassianer Arten identificirt wurden; da ist selbst *Myophoricardium lineatum* zu nennen, das aus den Bleiberger Schiefern mit *Halobia rugosa* in die Cardita-Oolithe an der Basis der Lunzer Schichten aufsteigt; da sind die Gonodonten (*Schafhäutlia Cossm.*) zu erwähnen, auch Arten von *Opis, Cassianella, Hoernesia;* von Brachiopoden vor Allem *Spirigera* (*Dioristella*) *indistincta Beyr. sp.* (während *Koninckina Leonhardi* in den Nordalpen in den Partnachschichten zurückzubleiben scheint), ferner *Amphiclina Lunzensis, Amphiclina amoena, Cyrtina Zitteli,* selbst Nachzügler der *Spiriferina* (*Mentzelia*) *Mentzelii;* auch *Spirigera quadriplecta* hat sich neuestens gefunden, der *Cruratula*-Formen nicht zu vergessen, die in nahe verwandten Arten über und unter den Lunzer Schichten auftreten.

Wir haben hier in den Alpen somit ganz dieselbe Erscheinung vor uns, der Benecke für die deutsche Trias eine so grosse Bedeutung beilegt: die Muschelkalkfauna der unter den Lunzer Schichten liegenden Niveaus steigt in zahlreichen, theilweise sehr charakteristischen Typen bis in die über den Lunzer Schichten an der Basis der Opponitzer Kalke liegenden Cardita-Oolithe auf und die Analogie ist somit auch in diesem Punkte gewahrt. Wir drehen also den Satz Benecke's von S. 2 (110) um: Wir haben auch in den Alpen über den Lunzer Schichten eine Muschelkalkfauna und die Lunzer Schichten fallen somit ebenso wie die Lettenkohle in die

Zeit der Bildung mariner Muschelkalkschichten (im Sinne Benecke's gesprochen) und auch diese Thatsache spricht somit dafür, dass die Lunzer Schichten zeitliche Aequivalente des Lettenkeupers sind.

S. 37 (145) stellt Benecke noch eine Gegenprobe der Richtigkeit seiner Ansicht über das Alter der Lunzer Schichten an und sagt: „Nehmen wir einmal an, die Lunzer Schichten entsprächen zeitlich der Lettenkohlengruppe, und sehen wir zu, was wir dann mit den hangenden und liegenden Schichten derselben anfangen können. Beide müssten nach Analogie der deutschen Verhältnisse eine Muschelkalkfauna führen. Eine solche fehlt uns aber unmittelbar unter und über den Lunzer Schichten vollständig.“ Das ist, wie soeben gezeigt wurde, völlig unrichtig; genau so, wie in den ausseralpinen Bildungen unter und über der Lettenkohle, tritt auch in den alpinen Bildungen unter und über dem Lunzer Sandstein eine zahlreiche, sehr nahe verwandte oder sogar identische Formen enthaltende Fauna auf, die auch nach Benecke, da er ja den Muschelkalk erweitert, nur als eine alpine Muschelkalkfauna bezeichnet werden kann.

Aber noch Eines: Benecke beruft sich auf die grosse Mächtigkeit der Schichtenreihen zwischen dem alten alpinen Muschelkalk und den Lunzer Schichten, hat aber dabei nur die Districte im Auge, wo mächtige Wetterstein- oder Esinokalke auftreten. Das sind lediglich locale Erscheinungen; weit allgemeiner fehlen diese Kalklinsen und dann ist die Mächtigkeit der ladinischen Gruppe oft eine geradezu minimale und die ganze Muschelkalkgruppe bildet ein einheitliches Ganzes, das sich kaum mehr unterabtheilen lässt. So ist es in Niederösterreich und Obersteiermark gerade in den wichtigsten Profilen; bei Gr.-Reifling ist die Mächtigkeit der noch über dem Lager der Muschelkalkcephalopoden folgenden Reiflinger Knollenkalke eine ganz unansehnliche, ebenso bei Göstling, Lunz, bei Kleinzell u. s. f., worüber man die von mir gegebenen Profile, Verhandl. 1888, S. 76; 1891, S. 323; 1893, S. 333; 1896, S. 387 und insbesondere meine Auseinandersetzung, Verhandl. 1893, S. 82 über das Auftreten der Wettersteinkalke in Niederösterreich vergleichen möge. Fast allenthalben findet man in den östlichen Nordkalkalpen einen Muschelkalkcomplex von einheitlichem oder nahezu einheitlichem Charakter, den man ohne jedes Wagniss dem Gesammtcomplexe des deutschen Muschelkalkes gleichstellen darf. Selbst in den Südalpen gibt es weite Districte, wie z. B. in Judicarien, wo die gesammte Mächtigkeit der Niveaus zwischen den Trinodosus-Schichten des Muschelkalkes und den Raibler Schichten eine recht unbedeutende ist, wofür man die von mir im Jahrb. d. geol. R.-A. 1881, Tab. V und VI gegebenen, in natürlichen Verhältnissen gehaltenen Profile (insbesondere Profil VIII und IX) vergleichen wolle [1]).

[1]) Als Gegensatz zu der Befürchtung Benecke's, die ladinischen Kalke in der deutschen Muschelkalkgliederung nicht unterbringen zu können, lässt sich hervorheben, dass bei Gleichsetzung des Lunzer Sandsteines mit dem Schilfsandstein gerade die constant mächtigste der natürlichen alpinen Triasgruppen, die obere Kalk- oder Hauptdolomitgruppe in der obersten Abtheilung des bunten Keupers allein untergebracht werden müsste. Es gibt weite Districte in den Alpen, wo jene ladinischen Kalkmassen minimal entwickelt sind, aber es gibt keinen

Gliederung der

	Natürliche Hauptgruppen der alpinen Trias	Nordalpen			
V.	Obere kalkarme Gruppe (Kössener Gr.)	Kössener Schichten und oberer Dachsteinkalk Gümbel's			
IV.	Obere Kalkgruppe (Hauptdolomit- oder Dachsteinkalk-Gruppe)	Plattenkalk (niederösterr. Dachsteinkalk) Hauptdachsteinkalk, resp. Hauptdolomit; obertriadischer Korallriffkalk mit Einlagerungen von Hallstätter Kalk		Norische	
		Opponitzer Kalk; Ostreenkalk der Carditaschichten	Carditaschichten	Karnische	Hallstätter Kalke
III.	Mittlere kalkarme Gruppe (Lunz-Raibler Gr.)	Lunzer Schichten: Lunzer Sandstein, Reingrabener Schiefer	Carditaschichten	Karnische	Hallstätter Kalke
		Aonschiefer			Hallstätter Kalke
II.	Untere Kalkgruppe (Muschelkalk-Gr.)	Wettersteinkalk, Partnachschichten und Reiflinger Kalk Cephalopodenlager von Reutte und Gr.-Reifling Gutensteiner und Reichenhaller Kalk	Unterer Dolomit (Ramsaudolomit)	Schreyeralmsch.	Hallstätter Kalke
I.	Untere kalkarme Gruppe (Werfener Gr.)	Werfener Schiefer			

alpinen Trias.

Südalpen	Stufennamen	Gliederung der deutschen Trias
Kössener Schichten	Rhätisch	Rhätkeuper
Hauptdolomit, resp. Dachsteinkalk	Norisch	Hauptkeuper, mittlerer oder bunter Keuper
Torer Sch. und Heiligenkreuzer Sch.		Gypskeuper
Raibler und Schlernplateauschichten	Karnisch	Lettenkeuper
Wengen-Cassianer und Buchensteiner Schichten sammt Esinokalk, Marmolatakalk, Schlerndolomit und Clapsavonmarmor	Ladinische Stufe des alpinen Muschelkalks	Muschelkalk
Prezzo- und Recoarokalk	Recoaro-Stufe des alpinen Muschelkalks	
Fossilarmer unterer Muschelkalk von Judicarien etc.		
Werfener Schiefer { Campiler Schichten; Seisser Schichten	Buntsandstein-Stufe	Buntsandstein

Alle die Gründe, welche Benecke heute geltend machen möchte, reichen füı seinen Zweck somit durchaus nicht aus, was am besten daraus hervorgeht, dass er seine Beweisführung selbst für äusserst mangelhaft ansieht. Denn, wenn er das nicht thäte, wozu würde er auf S. 38 (146) die Frage einfliessen lassen: „Warum soll also die Lunzer Flora nicht etwas jünger sein als die Lettenkohlenflora?“ Herr Benecke hätte diese Frage wohl nicht nöthig gehabt, wenn er von der Beweiskraft der Gründe für das Schilfsandsteinalter der Lunzer Flora auch nur einigermaassen selbst überzeugt wäre. Auch an anderen Stellen seiner Arbeit zeigt sich Benecke durchaus nicht befriedigt von den erzielten Resultaten. So hebt er S. 40 (148) selbst hervor, dass es allerdings eigenthümlich klingt, wenn nach ihm heute Esinokalk, Marmolatakalk und Schlerndolomit zu alpiner Lettenkohle werden. Es ist hinzuzufügen, dass das umso eigenthümlicher klingt, wenn das von einer Seite ausgesprochen wird, die zwar keine überzeugenden Beweise für ihre Parallelen beizubringen vermag, aber dafür das, was am nächsten liegt, die Parallele des Lunzer Sandsteins mit der Lettenkohle, nicht anerkennen will. Warum soll aber das, was am nächsten liegt und am wahrscheinlichsten ist, richtig sein? Lieber eine „etwas gezwungene“ und „eigenthümlich klingende“ Parallelisirung vornehmen, als die Gleichstellung des Lunzer Sandsteins mit der Lettenkohle, die nach E. v. Mojsisovics „ein für allemal ausgeschlossen ist“, zugeben, ist zwar auch ein „wissenschaftlicher“ Grundsatz, aber entschieden ein eigenthümlicher und etwas gezwungener, mit dessen Zuhilfenahme man ja auch zu den entsprechenden Resultaten gelangen muss.

Ich kann mich daher mit den auf diese Art erreichten „eigenthümlichen und etwas gezwungenen“ Verbesserungen und Aenderungen, die Benecke S. 41 (149) an der von mir gegebenen Uebersicht der Triasgliederung vornimmt, durchaus nicht einverstanden erklären und füge diese Uebersicht in ihrer ursprünglichen Form wiederhergestellt auf Seite 446 und 447 nochmals bei[1]).

Der Versuch, den Muschelkalk zu erweitern, um unter Berufung darauf, dass dieser erweiterte Muschelkalk zugleich Lettenkohlengruppe sei, die Lunzer Schichten in den Schilfsandstein zu versetzen, genügt an und für sich allein momentan noch nicht, oder besser gesagt nicht mehr, um die Gliederung der Trias abermals in die von gewisser Seite erwünschte Verwirrung zu bringen. Die Beweise für die Richtigkeit und Nothwendigkeit eines solchen Vorgehens müssen auch weiterhin erst noch gefordert werden.

Ein Fortschritt, welchen die gegenwärtige Arbeit Benecke's gegenüber der früheren aufweist, soll aber nicht mit Stillschweigen

Punkt, an dem nicht die Hauptdolomitgruppe in grosser Mächtigkeit vorhanden wäre. Das dürfte für die Parallelisirung auch nicht zu unterschätzen sein. Auch das Auftreten der Gypse an der Basis der oberen Dolomit- (Hauptdolomit-) Gruppe, worauf bereits Gümbel hingewiesen hat, ist von Bedeutung für den Vergleich dieses Niveaus mit dem Gypskeuper Deutschlands. Es sei, um Missverständnisse zu verhüten, bemerkt, dass hier als „Gypskeuper“ nur die unterste der drei Abtheilungen des bunten oder Hauptkeupers bezeichnet wird.

[1]) Diese Uebersicht findet sich auch im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1897, I. pag. 499 abgedruckt.

übergangen werden. Herr Benecke hat meine Stufenbenennungen bei Seite gelassen, er hat aber die des Herrn v. Mojsisovics **nicht** an deren Stelle gesetzt. „Wir sind ja glücklich so weit, dass die eine Hälfte der Autoren norisch nennt, was die andere als karnisch bezeichnet“, sagt hier Benecke. Wir sind aber in Wirklichkeit noch viel weiter; es wird auch norisch genannt, was nur pseudonorisch ist und was Benecke heute selbst, um verständlich zu sein (S. 37), als ladinisch bezeichnet; es wird das, was wirklich norisch ist, bald juvavisch, bald bajuvarisch genannt, obwohl der erstere Name kein Stufenname, sondern der Name einer von 1874 bis 1892 aufrecht erhaltenen „Provinz“ ist und somit als solcher auch der Literatur erhalten bleiben muss, während der Terminus bajuvarisch ganz unanwendbar ist, weil die Typen dieser Abtheilung, die Hallstätter Kalke, zufällig in Oesterreich und nicht in Bayern liegen und für die Kössener Schichten der Name rhätisch längst eingebürgert ist, bei Hauer sogar als Synonym von „bajuvarisch“ in Gebrauch steht; es wird von wieder Anderen der absolut überflüssige Name „tirolisch“ in Gebrauch genommen, obschon ausser mir sich bereits Rothpletz und Benecke (1895, S. 230 [10]) entschieden gegen denselben ausgesprochen haben — das alles Dank dem „klärenden Einflusse“ Mojsisovics's insbesondere seit 1892, welcher „klärende Einfluss“ von Niemand kräftiger unterstützt worden ist als gerade von Benecke.

Der Vorwurf, der in dem citirten Ausspruche Benecke's gelegen ist, trifft aber weder die Mehrzahl der österreichischen Geologen im Allgemeinen noch mich im Besonderen, sondern fällt ganz und voll auf E. v. Mojsisovics und seine speciellen Freunde und Anhänger zurück, die seine neuen Termini jederzeit unbesehen und voreilig zur Anwendung übernommen und propagirt haben. Hätten sich auch diese Herren Fachgenossen darüber klar zu werden verstanden, dass die Termini norisch und karnisch in erster Linie nur Geltung für die Hallstätter Kalke haben und dass deren Uebertragung auf die gesammte alpine Trias von Beginn an ein durchaus unbegründetes und verfehltes Unternehmen war, so wäre ihnen die grosse Enttäuschung vom Jahre 1892 erspart geblieben. Sie haben ausser ihrem Führer in dieser Frage nur sich selbst anzuklagen, denn von Wien aus ist die Nomenclatur Mojsisovics's kaum in irgend einer namhafteren Weise unterstützt worden. Schon Stur hat im Jahre 1869 (!), also vor fast 30 Jahren, gleich nach dem Erscheinen der ersten nomenclatorischen Versuche Mojsisovics's (im Jahrb. XIX, S. 288) den Passus drucken lassen, dass die norische Stufe Mojsisovics's mit dessen karnischer Stufe fast völlig gleichzeitig sei. Diese Stelle sei Herrn Prof. Benecke mit Rücksicht auf seine oben wörtlich citirte Klage besonders in Erinnerung gebracht.

F. v. Hauer hat die Termini „norisch“ und „karnisch“ als allgemeine Stufenbezeichnungen höchstens im referirenden Sinne angeführt; E. Suess hat in seinem „Anlitz der Erde“, Band II, Cap. VI, S. 326 ff. keinen Gebrauch von diesen Stufennamen gemacht, selbst Neumayr hat in ganz correcter Weise diese Termini (in

seiner „Erdgeschichte", S. 248 ff.) in erster Linie für die Hallstätter Kalke verwendet. Von jüngeren Wiener Geologen sind sie kaum je allgemeiner in Anwendung genommen worden und was mich selbst betrifft, so habe ich dieselben durchaus nur für die Hallstätter Kalke gebraucht, für welche sie von jeher ausschliesslich berechtigt waren, da sie ausdrücklich in erster Linie für dieselben geschaffen wurden, wie selbst E. v. Mojsisovics (bei Mojsisovics, Waagen und Diener: „Entwurf einer Gliederung der pelag. Sedimente des Triassystems", 1895, S. 5) zugegeben hat. Im Uebrigen habe ich diese Stufennamen nie verwendet und mich mit denselben näher zu beschäftigen erst dann Veranlassung gehabt, als v. Mojsisovics im Jahre 1892 bei Gelegenheit des Zusammenbruches seiner Gliederung dieselben in der hinlänglich gekennzeichneten Weise zu verschieben unternahm, damit der Umsturz seiner Gliederung den Fernerstehenden weniger deutlich zum Bewusstsein komme, wie Herr Frech (Karnische Alpen II., S. 381) so schön und wahrheitsgetreu bemerkt hat. Nur nebenbei bemerkt, ist der Terminus „ladinisch", den ich bei jenem Anlasse in Gebrauch nahm, entschieden sehr passend gewählt, wie noch Niemand bestritten hat; er bietet den mnemotechnischen Vortheil, dass alle unter ihm subsummirten stratigraphischen Typen in ladinischem Gebiete liegen und er besitzt ausserdem auch die Priorität vor den später von E. v. Mojsisovics aufgestellten Namen. Wenn man also überhaupt derartige Stufennamen anwenden will, so entspricht er allen Anforderungen, die an einen solchen Namen gestellt werden können, weswegen ich ihn auch für alle Bedarfsfälle beibehalte, was selbstverständlich auch für den viel älteren Namen norisch Mojsisovics's 1869 für die oberen Hallstätter Kalke und deren Aequivalente gilt.

Um nun wieder auf unseren Gegenstand zurückzukommen, so muss sonach bemerkt werden, dass der Fehler mit der voreiligen Annahme der Termini norisch und karnisch im Mojsisovics'schen Sinne als allgemein giltiger Stufennamen nicht intra, sondern extra muros begangen wurde. Draussen ist man sich über das Wesen der Sache nicht klar geworden, sondern ist an dem blossen Namen haften geblieben. In dem Bewusstsein, dass Andere seinen Fehler mitbegangen haben, liegt der einzige Rückhalt v. Mojsisovics's in dieser Angelegenheit; wäre das nicht der Fall, so würde er es nicht gewagt haben, mit seiner Verschiebung der Nomenclatur im Jahre 1892 aufzutreten, denn er würde Niemand gefunden haben, der seine Sache vertreten hätte. Es ist somit mehr als ein blosser Trost, Gefährten im Unglück zu haben, wenn man das nur entsprechend einzurichten versteht, ehe das Unglück hereinbricht (vergl. „Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk" S. 51, sowie Verhandl. geol. R.-A. 1896, S. 414 ff.). Hierin liegt thatsächlich die Erklärung für die sonst unbegreifliche Erscheinung, dass E. v. Mojsisovics bei seinem Vorgehen seit 1892 noch auf die Unterstützung denkender Fachgenossen rechnen und eine solche auch wirklich von einzelnen Seiten finden konnte.

Immerhin scheint sich heute eine Wendung in der Frage der Triasnomenclatur vollziehen zu wollen. Benecke lässt die Stufenbenennungen bei Seite, auch jene von Mojsisovics, für die er

noch vor zwei Jahren lebhaft eingetreten ist. Er erklärt heute, abwarten zu wollen, welche Nomenclatur den Sieg davontragen wird. Meine Ansicht ist allerdings, dass Männer der Wissenschaft die Aufgabe haben, sich in allen Fällen für das Richtige zu entscheiden und dieses fördern zu helfen. Was Benecke über die alten Localbezeichnungen S. 42 und 43 sagt, damit stimme ich ganz überein; dass er sich (sowie Deecke neuestens im N. J. für Min. 1897 I, S. 500) gegen die Ueberfülle neuer Namen entschieden ausspricht, ist nach dem von ihm 1895, S. 230 (10) gethanem Ausspruche: „Wir haben gerade genug Namen", nur zu erwarten gewesen. Ich kann ferner mit Vergnügen constatiren, dass mir auch Fr. Frech in der Verwerfung der Mojsisovics'schen Termini norisch und juvavisch (in deren Fassung von 1892) treulich zur Seite steht (in seiner Schrift über die Nomenclatur, die für den Petersburger Congress gedruckt wurde, S. 49). Ueber die Bedeutung der von mir gebrauchten Namen ladinisch und norisch denke ich freilich anders als Herr Frech, aber man kann ja nicht in allen Dingen sofort völlige Uebereinstimmung verlangen. Auch das berührt mich nicht weiter, wie Frech über die Form meiner Polemik urtheilen mag, so lange er dieses Urtheil für sich behält und nicht öffentlich damit auftritt; weiss ich ja doch nicht einmal, ob er mit seiner Bemerkung in der citirten Schrift (S. 49 in der Fussnote) mich oder ob er Herrn v. Mojsisovics etwa in Hinsicht auf dessen Entdeckung der wahren Stellung der Zlambachschichten und viele ähnliche Fälle (vergl. Verhandl. d. geol. R.-A. 1896, S. 414; ferner Denkschriften der kais. Akad. d. Wissensch. VI./2. 1893, S. 822 und 823 Fussnote; dazu der Commentar Jahrb. d. geol. R.-A. 1894, S. 239 ff.) meint, was eigentlich viel näherliegend wäre. Zu allem Ueberflusse habe ich meine Meinung über das Urtheil der Fachgenossen bereits in den Schlussworten S. 80 meiner Schrift „Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk", Wien 1896, ausgesprochen und kann mich jederzeit und gegenüber Jedermann auf diese Stelle berufen. Mir genügt es, in der Sache Recht zu behalten; in der Form, allen Leuten Genüge thun zu wollen, das strebe ich nicht an, das ist einfach unmöglich. Die Herren Uhlig und Credner haben alles gethan, was sie thun konnten, um in dem Streite um den Terminus „norisch" beide Parteien zu befriedigen und es ist ihnen nicht einmal das gelungen, was ganz klar aus dem Hinweise auf meine Schrift „Zur definitiven Feststellung des Begriffes ‚norisch' in der alpinen Trias", Wien 1895, S. 2, und auf Frech's Bemerkung in seiner Congress-Schrift 1897, S. 49 (Fussnote) hervorgeht; wieder ein Beleg dafür, dass man sich in solchen Fällen entscheiden und correcterweise für das Richtige eintreten soll!

Etwaigen abfälligen Urtheilen über meine Polemik kann ich heute auch die Berufung auf eine recht ansehnliche Anzahl von brieflichen Zustimmungen entgegenhalten, welche mir von Fachgenossen zugekommen sind, die mein Vorgehen durchaus als einen berechtigten Kampf für Wahrheit und Recht in der Wissenschaft auffassen. Und zwar gehen diese Zustimmungskundgebungen nicht nur von jüngeren Männern aus, sondern zum Theile auch von hochverdienten, älteren

Forschern, mit denen ich persönlich niemals in Beziehungen war, und sind umso werthvoller, als sie durchaus spontan erfolgt sind. Ich nenne keine Namen, da ich dazu nicht speciell bevollmächtigt wurde, aber meinen Herren Collegen von der geol. Reichsanstalt sind die Namen bekannt.

Noch möchte ich auf die Schlussbemerkung Benecke's, in welcher er sich auf die Gliederung der Trias, die Koken in seinen „Leitfossilien“ 1896, S. 582 gibt, bezieht, einige Worte erwidern. Man dürfte sich wohl schwerlich irren, wenn man annimmt, dass Koken durchaus nicht beabsichtigt habe, diese Gliederung als das Ergebniss seiner eigenen Studien hinzustellen, sondern dass er sie einfach zur Orientirung seiner Leser aus dem verbreitetsten Lehrbuche der Geologie, jenem von Credner, theilweise übernommen hat. Die Richtigkeit dieser Annahme scheint auch durch den Umstand bestätigt zu werden, dass Koken selbst in seiner Einleitung sagt, dass man seine „Leitfossilien“ auch als Ergänzung zu Credner's „Elementen der Geologie“ auffassen könne. Die Gliederung der alpinen Trias bei Credner ist aber auf die Arbeiten und Anschauungen von Mojsisovics basirt, somit könnte der Uebereinstimmung zwischen ihr, resp. der Tabelle Koken's und der Gliederung Benecke's durchaus kein Gewicht beigelegt werden.

Dagegen darf ich wohl meinerseits einen Umstand in der Gliederung Koken's hervorheben; derselbe besteht darin, dass Koken den Namen norisch in correcter Weise für die oberen Hallstätter Kalke verwendet, wofür er (Jahrb. d. geol. R.-A. 1896, S. 51) die ebenso einfache als richtige Motivirung gibt, dass das schon wegen des Anschlusses an die älteren Arbeiten über die Fauna von Hallstatt geschehe. Diesen Grund habe auch ich wiederholt, speciell in der Mittheilung „Zur definitiven Feststellung des Begriffes ‚norisch‘“ 1895, S. 8 als besonders wesentlich hervorgehoben, insbesondere mit Rücksicht auf die nothwendige Einheitlichkeit der Publicationen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Es ist erfreulich, dass diese Argumentation auch von auswärtiger Seite als zutreffend angesehen wird.

Bereits oben habe ich auf Fälle der Uebereinstimmung mit den von Stur, Sandberger und mir vertretenen Ansichten hinweisen können; Fr. v. Hauer und E. Suess wurden angeführt; es sind aber noch viele andere Autoren zu nennen, welche dieselbe Anschauung vertreten und mehr oder weniger selbstständig zu derselben gekommen sind: so Gümbel, der in seiner Geologie von Bayern die Lunzer Schichten so ziemlich der Lettenkohle gleichstellt, E. Fraas, der das Gleiche thut in seiner „Scenerie der Alpen“ 1892, Wöhrmann, für den Lettenkeuper und Lunzer Schichten parallel stehen, H. Thürach, der in Geognostischen Jahresheften II, 1889, S. 88 bemerkt: „Ein Schilfsandstein fehlt den Alpen.“ Diese Auswahl an Autoren [1]) dürfte wohl vorläufig genügen, um zu zeigen, dass

[1]) Auch E. Renevier in seiner „Chronographie géologique“ 1897, S. 574 schliesst sich der Anschauung, dass die Lunz-Raibler Schichten der Lettenkohle parallel stehen, dass somit alles darunter liegende bedingungslos Muschelkalk

das Uebergewicht in dieser Sache ebenfalls auf Seite Derjenigen ist, welche die Lunzer Schichten der Lettenkohle gleichstellen. Als lediglich historische Reminiscenz dagegen möchte der Hinweis auf die Aussprüche Benecke's in Geogn.-mineral. Beitr. II 1876, S. 63 und 66 aufzufassen sein, wo es heisst, dass durch den Nachweis der deutschen Lettenkohlenflora im sogenannten Lunzer Sandstein der Nordalpen ein Mittel an die Hand gegeben sei, auch Unterabtheilungen des Keupers der beiderseitigen Gebiete schärfer mit einander in Vergleich zu ziehen und dass da, wo der Lunzer Sandstein, ein Gebilde mit echten Lettenkohlenpflanzen, vorkommt, man sich an diesen halten und die zunächst darunter liegenden Schichten als innig verbunden mit dem Muschelkalk ansehen könne.

Die Thatsache, dass selbst bei sehr hervorragenden Fachgenossen bisweilen Meinungsänderungen vorgekommen sind, lässt es als im Bereiche der Möglichkeit liegend erscheinen, dass vielleicht auch Benecke einmal zu seiner alten Ansicht vom Jahre 1876 zurückkehren wird.

Der Inhalt der voranstehenden Mittheilung lässt sich folgendermaassen kurz recapituliren: Die Ansicht, dass die Grenze zwischen alpinem Muschelkalk und alpinem Keuper innerhalb der unteren Kalk- und Dolomitgruppe liegen müsse, ist im Wesentlichen als Ueber-

---

sei und dass für solche „infraraibliane“ Schichten der Name „norisch“ nicht mehr gebraucht werden dürfe, an. Dagegen sucht Renevier den Namen juvavisch (1892 Mojsisovics) als Stufennamen aufrechtzuerhalten. Aber S. 695 sagt Renevier selbst, dass der älteste Name gewählt werden solle, wenn er nicht fehlerhaft oder zweideutig ist. Der von mir festgehaltene Name „norisch“ für die oberen Hallstätter Kalke ist aber der älteste, er ist in meiner Definition von 1892, die sich mit der ältesten deckt, weder fehlerhaft noch zweideutig; die Hallstätter Kalke dieses Niveaus sind, wie Renevier selbst betont (S. 574), der ursprüngliche Typus, der mit diesem Namen bezeichnet wurde, und der Umstand, dass dieser Name von Mojsisovics missbräuchlich angewendet wurde, kann nicht ins Gewicht fallen, denn es würde sonst consequenterweise eine endlose Reihe von Neubenennungen missbräuchlich angewendeter Namen geschaffen werden müssen. Jener Missbrauch kann in unserem speciellen Falle schon deshalb kein Hinderniss sein, da man ja allseitig so genau weiss, was der Name norisch ursprünglich bedeutet und das ist die Hauptsache. Von hervorragender Wichtigkeit ist ferner der Umstand, dass der Name norisch seit 1869 bis heute ununterbrochen in einem und demselben Sinne, nämlich als Bezeichnung für gewisse Hallstätter Kalke in Gebrauch gewesen ist. Die Continuität dieses Gebrauches ist seit 1869 bis heute auch nicht einen Augenblick unterbrochen gewesen. Es kann also auch in diesem Sinne von einer Zweideutigkeit nicht die Rede sein. Da nun gegenwärtig bereits allseitig die Nichtanwendbarkeit des Namens norisch für Niveaus unter den Raibler Schichten anerkannt wird, so ist die natürliche Folge davon die Weiterverwendung des Namens norisch für die Schichtgruppe, für die er ursprünglich geschaffen wurde, also für die norischen Hallstätter Kalke. Der Name „juvavisch“ ist dagegen völlig unanwendbar, weil derselbe von 1874—1892 ausdrücklich für eine Provinz in der Literatur angewendet wird und diese Literatur auch nach 1892 fortbesteht, der Name daher nach 1892 nicht plötzlich in einer völlig verschiedenen Bedeutung als Stufenname angewendet werden darf, wenn Confusion vermieden werden soll. Gerade Zweideutigkeit ist das hervorragendste Merkmal des Namens „juvavisch“, weshalb seine Anwendung als Stufenname auch nach den Principien von Renevier vermieden werden muss.

bleibsel der älteren, falschen Anschauungen über die Stellung der Hallstätter Kalke zu bezeichnen; desgleichen ist die nur mehr von Wenigen festgehaltene Ansicht, dass der Lunzer Sandstein jünger sei als der Lettenkeuper, im Grunde auf jene Anschauung über das Alter der Hallstätter Kalke zurückzuführen. Gerade diese Anschauung hat der richtigen Erkenntniss über die Position der alpinen Muschelkalk-Keuper-Grenze, resp. der Verbreitung dieser Erkenntniss lange Zeit hindernd im Wege gestanden. Dass die offenbare Inconsequenz, die darin lag, einerseits den Lunzer Sandstein als Lettenkeuper anzuerkennen, während zur selben Zeit nach Anderen noch grosse Theile des Keupers unter dem Lunzer Sandstein liegen sollten, von ganz vorurtheilsfreier Seite deutlich gefühlt wurde, geht am besten aus der Thatsache hervor, dass F. v. Hochstetter auch den Hallstätter Kalk seiner angeblichen Position nach als Muschelkalk aufgefasst hat, worin ihm später Wöhrmann gefolgt ist. Heute, nachdem man über die Stellung der Hauptmasse der Hallstätter Kalke in Uebereinstimmung ist, noch an der Vertretung von Keuperhorizonten durch unter dem Lunz-Raibler Niveau liegende Schichten festhalten zu wollen, ist antiquirt. Die Feststellung der Muschelkalk-Keuper-Grenze würde überdies für den Feldgeologen für weite Districte der Alpen zu einer der allerschwierigsten Aufgaben werden, wenn er dieselbe nach wie vor innerhalb des Complexes der Unteren Kalkgruppe aufsuchen müsste. In der That liegt sie da, wo die natürliche Grenze der Unteren Kalkgruppe gegen die jüngere Lunz-Raibler Gruppe liegt. Von diesem Standpunkte aus lassen sich heute folgende Sätze aufstellen:

1. Es existiren bisher keine zwingenden Beweise, dass die Lunzer Schichten einer anderen, speciell dass sie einer jüngeren Abtheilung der deutschen Trias, als die Lettenkohle ist, gleichzustellen seien.

2. Die nothwendige Folge der Gleichstellung der Lunzer Schichten mit dem Lettenkeuper ist die Erweiterung des alpinen Muschelkalkes bis zur unteren Grenze der Lunzer Schichten.

3. Dagegen zieht diese nothwendige Erweiterung des alpinen Muschelkalkes nach oben durchaus keine Erweiterung des ausseralpinen Muschelkalkes nach sich; es wird sich im Gegentheile empfehlen, an der alten und allgemein angenommenen Gliederung und Benennung der deutschen Trias auch fernerhin festzuhalten.

Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens.

Von Dr. K. A. Weithofer.

Mit 2 lithogr. Tafeln (Nr. XIII u. XIV).

Einleitung.

Eine eingehendere Darstellung des österreichischen Antheiles an dem niederschlesisch-böhmischen Kohlenbecken findet sich schon zu Anfang der 30er Jahre bei Zobel und v. Carnall[1]) in ihrer Beschreibung des niederschlesisch-glätzischen Gebirges, wenn auch deren Auffassung insofern eine unrichtige war, als sie das Steinkohlenvorkommen daselbst als eine Einlagerung im Rothliegenden betrachteten, irregeführt durch den Umstand, dass längs der ganzen südlichen Begrenzung der eigentlichen Kohlenmulde in Folge einer gewaltigen Dislocation thatsächlich Rothliegendschichten das Liegende der Schwadowitzer Steinkohlenschichten zu bilden scheinen. Doch schon Warnsdorf[2]) lieferte 1841 ein in den Grundzügen annähernd richtiges Profil, das dann von Beyrich[3]) in den 50er Jahren noch weiterhin richtiggestellt wurde. Seine geologische Karte ist die Grundlage jeder weiteren Aufnahme.

Immerhin bildeten jedoch die beträchtlichen, oft intensiv roth gefärbten Schichtencomplexe zwischen dem Schatzlar-Xaveristollener Flötzzug einerseits und zwischen dem Schwadowitz-Radowenzer andererseits noch vielfache Hindernisse in der Annahme dieser Beyrich'schen Darstellung, und veranlassten Jokely[4]) anlässlich seiner Aufnahmen in diesem Gebiete zu einer ganz ungewöhnlich complicirten Auffassung der bezüglichen Verhältnisse, nach welcher sämmtliche drei Flötzzüge einem einzigen angehören sollten, der nur durch mehrere grosse, streichende Verwerfungen in drei sammt dem übergelagerten Rothliegenden in der Richtung des Verflächens hintereinander liegende Trümmer getheilt worden sei (Profil l. c. Seite 172).

[1]) Karsten's Archiv, 1831 und 1832.
[2]) Leonhardt u. Bronn's Jahrbuch, 1841.
[3]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. VIII, 1856.
[4]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XII, Heft 2, 1862.

O. Feistmantel[1]) kehrte 1871 jedoch wieder zur älteren, einfacheren Anschauung zurück, die seither unbestritten sich behauptet.

Der weitaus günstigeren Verhältnisse wegen viel rascher, schritt eine richtige Enkenntniss der Sachlage in dem grösseren niederschlesischen Antheile vor, wo bereits 1848 Beinert und Göppert in ihrer bekannten Preisschrift die scharfe floristische Charakterisirung des liegenden und des hangenden Zuges nachwiesen, wenn sie allerdings auch noch einen dritten — noch hangenderen — ausschieden, der jedoch von dem mittleren nicht zu trennen ist. Da unsere Schwadowitzer und Radowenzer Schichten dort bisher noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen wurden, so waren hiemit die dortigen Verhältnisse überhaupt ziemlich geklärt, indem auf jene Schichten sofort das Rothliegende mit seinen Porphyren folgte.

Stur[2]) unterscheidet nun in diesem Becken ausser den sie unterlagernden, discordanten Culmgesteinen bekanntermassen vier Horizonte, die er von oben gegen abwärts

4. Radowenzer Schichten (Qualisch-Radowenzer Flötzzug),
3. Schwadowitzer Schichten (Idastollener Flötzzug),
2. Schatzlarer Schichten (Flötzzug bei Schatzlar und Hangendzug von Waldenburg),
1. Waldenburger Schichten (Liegendzug von Waldenburg)

nennt, wobei er die Waldenburger Schichen mit den Ostrauer Schichten parallelisirt und dem oberen Culm zutheilt, die Schatzlarer Schichten als Aequivalente der Saarbrückener Schichten erklärt, bezüglich der beiden oberen Horizonte jedoch nicht völlig klar ist, ob er sie mit seinen Miröschauer und Radnitzer Schichten der innerböhmischen Kohlenmulden identificiren soll. Weiss[3]) theilt diese bald darauf entschieden seinen unteren und oberen Ottweiler Schichten des Saarreviers zu.

Eine ausführlichere Zusammenfassung und Präcisirung all' dieser Verhältnisse bietet A. Schütze in seiner 1882 erschienenen „Geognostischen Darstellung des niederschlessisch-böhmischen Steinkohlenbeckens“[4]), wenn sie auch naturgemäss in hervorragenderem Masse mit dem preussischen Antheil des Beckens sich beschäftigt. Bezüglich vieler Details sei daher in eingehender Weise auf dieses Werk verwiesen. Erwähnt sei nur noch, dass er bezüglich seiner fünf Stufen obige Eintheilung von Stur und Weiss im Ganzen aufrecht hält, diesen vier Abtheilungen jedoch als tiefste (I. Stufe) noch die Flora der liegenden Culmschichten hinzufügt.

Potonié[5]) endlich in seiner neuesten „floristischen Gliederung des deutschen Carbon und Perm“ sieht in dem Radowenzer und Idastollener Flötzzug ähnlich Weiss Vertreter der oberen und unteren Ottweiler Schichten, scheidet dagegen den Xaveristollener

[1]) Sitzungsber. d. k. böhm. Gesellsch. d. Wiss. Jahrgang 1871, Prag 1872, S. 70.
[2]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1874, S. 207.
[3]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. XXXI 1879, S. 439 und 633.
[4]) Abh. z. geol. Specialk. Preussens. Bd. III, Heft 4.
[5]) Abh. d. kgl. preuss. geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 21; 1896.

Flötzzug, der bisher den Schatzlarer Schichten zugetheilt wurde, als Repräsentanten einer hier einzuschiebenden Mischflora zwischen der Flora der Schatzlarer Schichten und der Idastollener Schichten aus, um ihn als Aequivalent der oberen Saarbrückener Schichten zwischen die beiden letztgenannten Horizonte zu postiren.

Aufgabe der nachfolgenden Zeilen ist es nun nicht, irgendwelche neue oder wesentliche Beiträge zur Gliederung unseres Kohlenbeckens zu liefern, sondern sich mehr mit der Lagerung dieser Schichten, hauptsächlich am österreichischen Muldenflügel, sowie den weitgehenden Störungserscheinungen innerhalb desselben zu befassen. Letztere insbesondere sind darnach, lebhaftes Interesse zu erregen, indem sie den Einblick in weittragende tektonische Vorgänge gewähren, die nicht nur für diese Carbonmulde, sondern weit darüber hinaus für das nördliche und nordöstliche Böhmen von Wichtigkeit sind.

Stratigraphische Gliederung und Verbreitung.

Eines der vollständigsten Profile durch die gesammte Schichtenreihe zeigt das Querthal von Petersdorf, N von Parschnnitz (Taf. XIII, Prof. 1). Den Eisenbahnviaduct im Süden durchschreitend zeigen sich vorerst im Allgemeinen nach Süd-West fallende, intensiv rothe, ab und zu grün oder grünlichgelb geflammte, feinsandige Schieferthone oder ebenso roth gefärbte Sandsteine, an einer Stelle auch grobklotzige Arkosen; das Verflächen gegen SW nimmt von 10° allmälig zu, bis es etwa $^1/_2$ *km* hinter der Sägemühle bis über 60° SW beträgt. Hier befindet sich beiderseits ein leichter Sattel in den Thalgehängen; nur wenige Schritte weiter und sehr grobe, graue oder wenig geröthete Conglomeratbänke stehen zur Seite der Strasse an, ihr Fallen ist jedoch ein entgegengesetztes, 50—60° gegen NO. Beim nächsten Seitenthälchen sieht man feinkörnige, röthliche Sandsteine auftreten, denen wieder eine Gruppe grober Conglomerate meist grauer Färbung folgt. Diese bilden hier orographisch einen an 400 *m* langen Querriegel, den das Thal umgeht, um hinter demselben wieder in die ungefähre Fortsetzung der früheren Richtung zurückzugehen. Noch vor diesen Conglomeraten liegen beiderseits des Thales Porphyrlager in der hangendsten Partie eingeschaltet.

Hinter diesem Querriegel nun durchsetzt das Thal über mehr als 2 *km* seiner Länge weiche, grellrothe Schiefer, die im Gegensatz zu den fast stets bewaldeten Conglomeraten meist Ackerboden bilden, bis sich steil beiderseits die Bergwände des Johannesberges im NW und des Niederwaldes im SO erheben und das Thal schluchtartig verengen. Sie bestehen aus einer den Schiefern concordant aufgelagerten Serie von mächtigen Arkosebänken, die hier im Streichen das Thal verqueren. In ihrem Hangenden erscheinen milde, rothe Schiefer, hier über 2 *km* breit, bis diese endlich oberhalb Qualisch unter den aufgelagerten Kreidesandsteinen verschwinden.

Die hier nun genannten Schichtengruppen lassen sich im Streichen beiderseits über viele Kilometer verfolgen. Am schärfsten treten im

Terrain jene zuletzt genannten Arkosen hervor, welche den die ganze Gegend dominirenden Gebirgszug des Hexenstein zusammensetzen. Seine südlichen Gehänge werden durchwegs von den steilen Schichtenköpfen dieser Sandsteine gebildet, die sich von Hronow, nördlich von Nachod, im Osten in einer Breite von mehr als 1 *km* bis gegen das Petersdorfer Thal erstrecken, das letztere jedoch blos mit ihren hangenden Bänken übersetzen und sich in dem Johannesberge gegen Bernsdorf und weiter dann im Terrain sehr zurücktretend bis gegen Berggraben nachweisbar fortsetzen.

Bei der ausserordentlichen Deutlichkeit, mit der sie sich im Streichen Schritt für Schritt verfolgen lassen, bilden sie in unserem Gebiete die wichtigste Handhabe zur geologischen Orientirung.

An die erwähnten, gegen SW gerichteten Steilgehänge dieser Arkose-Schichtenköpfe schliesst sich fast in ihrer ganzen Erstreckung ein sanft abfallender, mit Feldern bedeckter Geländestreifen an, wenn er auch von Petersdorf gegen SO zu immer schmäler wird. Er wird von jenen grellrothen, milden Schieferthonen gebildet, die auch bei letzterer Ortschaft in unserem Profile erwähnt wurden und auch in ihrem hangendsten Theile, knapp unter den Arkosen, einen Flötzzug einschliessen, der von Stur der Schwadowitzer Flötzzug genannt wurde.

Im Liegenden dieser vorwaltend rothgefärbten Schwadowitzer Schichten zieht sich nun in einem parallelen, bewaldeten Streifen von wechselnder Breite, jedoch gleichfalls gegen SO im Allgemeinen schmäler werdend, die Schichtengruppe jener grauen, groben Conglomerate und ebensolcher Sandsteine hin, welche den Schatzlarer Flötzzug umschliessen. Unser Profil reicht jedoch nur soweit in's Liegende, dass es wahrscheinlich blos 2—3 der hangendsten Flötze in ihrem äussersten Ausgehenden aufschliesst. Ein hier angelegter Schurfstollen verfolgte das Liegendste derselben auf eine Strecke hin. Die Schichten sind steil NO-fallend, und noch weiter ins Liegende stellen sich plötzlich ebenso steil SW-fallende rothe Schieferthone ein, die bereits dem äussersten Hangenden unseres Profiles unter der Kreide entsprechen dürften.

Dazwischen setzt eine gewaltige Verwerfung durch, längs der der Südflügel abgesunken ist, so dass hier Rothliegendschichten neben den Conglomeraten der Schatzlarer Schichten zu liegen kommen.

Im Hangenden der Arkosen des Hexensteinzuges streicht nahe der Basis der erwähnten rothen Schiefer und Sandsteine endlich ein dritter Flötzzug durch, der Radowenzer Flötzzug.

a) Schatzlarer Schichten.

Diese ziehen vom Scheitel der niederschlesischen Mulde bei Landeshut in ganz schmalem Zuge gegen Liebau, beginnen sich hier beträchtlich zu verbreitern und betreten bei Schwarzwasser, von Alluvien zum grössten Theile bedeckt, österreichischen Boden. Durch den regen Bergbau ist jedoch ihr Verlauf festgestellt.

Ihre Schichten bestehen hier aus grauen Sandsteinen, hauptsächlich aber aus grauen, groben Conglomeraten, die sich aus den

Gesteinen des umliegenden Grundgebirges zusammensetzen. Nur untergeordnet und meist blos in der Begleitung der Flotze, finden sich auch hellgraue bis dunkelgraue, feste Schieferthone. An Flötzen wurden bisher innerhalb des bauwürdigen Zuges gegen 28 nachgewiesen, die allerdings nicht alle und nicht überall bauwurdig sind. Bei Schwarzwasser streichen dieselben im Allgemeinen NO, machen in der Nähe der Strassenbiegung nach Schatzlar eine scharfe Wendung gegen SO, durchziehen so den Elisabeth- und Marienschacht, drehen sich hier jedoch schon wieder plötzlich fast gegen WSW zurück, werden dann durch eine Verwerfung, die den Südtrumm zum Absinken brachte, um ca. 130 *m* horizontal in's Liegende anscheinend verschoben, um endlich einen etwa südlichen Verlauf einzuschlagen.

Die Grenze gegen die nächste Schichtengruppe, die der Schwadowitzer Schichten, ist hier der fehlenden Tagaufschlüsse wegen schwer zu ziehen, zumal die Flötzführung der letzteren hier eine ganz untergeordnete ist, daher auch Bergbauaufschlüsse nicht vorhanden sind. Wohl wurden weit im Hangenden der Flötze in mehreren Schürfen, so dem Agnes-Schächtchen, beim Mundloch des Egydi-Stollens, im Strumpfbachthale zwei Flötzschmitzen constatirt, die als Vertreter des Schwadowitzer Flötzzuges angesehen werden, doch hat diese Ansicht wenig Wahrscheinlichkeit für sich, aus Gründen, die bei Besprechung dieses Flötzzuges erwähnt werden sollen. Immerhin dürften sie jedoch ganz nahe den Schwadowitzer Schichten, wahrscheinlich in deren liegender Partie enthalten sein.

Derartige Schmitzen sind ja über die ganze Schichtenmächtigkeit der Schatzlarer und Schwadowitzer Schichten zerstreut vertheilt zu finden.

Für die Verlegung der Grenze ungefähr in dieses Niveau spricht jedoch auch der Umstand, dass obertägig längs derselben beiläufig der Wechsel zwischen den grauen Auswitterungsproducten der Schatzlarer Schichten und den rothen der Schwadowitzer Schichten stattfindet — das Terrain ist hier sehr schlecht aufgeschlossen — sowie das durch einen ganzen Zug von Eruptivgesteinen ein anscheinend constanter Horizont markirt wird, der ungefähr dieser Grenzzone entspricht. Wie noch erörtert werden soll, zieht sich nämlich in der äussersten hangendsten Partie der grauen Conglomerate eine Reihe von Porphyrvorkommnissen dahin, die jedenfalls einer lebhafteren Eruptionsthätigkeit zu dieser Zeit entsprechen. Weder weiter im Liegenden, noch weiter im Hangenden davon liess sich von Porphyren etwas constatiren. Nun besteht auch die Kuppe des Schanzenberges zwischen Schwarzwasser und Königshan aus genanntem Gestein: es kann daher dieser Punkt als in der hangendsten Partie der Schatzlarer Schichten angenommen werden.

Die Vertreter des eigentlichen Schwadowitzer Flötzzuges dürften viel weiter im Hangenden draussen durchstreichen.

In südlicher Fortsetzung tritt von Brettgrund und Gross-Krinsdorf gegen Süden eine weitere Porphyreinlage auf, ihrem Umfange nach die grösste. Sie liegt ganz im Hangenden der Conglomerate der Schatzlarer Schichten und erscheint in ihrer hangenderen Partie oft in starken Bänken, selbst in ganz dünnen Platten geschichtet. Sie

erstreckt sich ca. 1 *km* weit nach Süden bis in die unmittelbare Nähe der nächsten, westlich von Goldenöls gelegenen, und trennt hier so die grauen Conglomerate von den grellrothen Schiefern der Schwadowitzer Schichten.

Dieses nächste Porphyrvorkommen ist in einem Steinbruche an der Bahn am Nordende des Bolkenberges schön aufgeschlossen, und zeigt hier auf's Deutlichste, dass wir es da mit einem deckenförmigen, concordant zwischen den Schichten eingebetteten Lager zu thun haben.

Westlich von diesem Krinsdorfer Porphyrlager sind, besonders gegen das Liegende zu, die Conglomerate der Schatzlarer Schichten weitaus am gröbsten entwickelt; vollkommen zugerundete Geröllblöcke bis zu 1 *m* Durchmesser sieht man sehr oft hier herumliegen, deren Zusammensetzung auf das benachbarte Riesengebirge als Ort ihrer Herkunft hinweist.

Weiter setzen dann diese Conglomerate nahezu den ganzen Bolkenberg zusammen, anschliessend daran in der gleichen südöstlichen Streichungsrichtung, in welche sie südlich von Krinsdorf getreten sind, den Spital- und den Bürgerwald, in welch' letzterem wieder zwei kleine Porphyrausbisse nahe der Grenze gegen die Schwadowitzer Schichten erscheinen. Das Gleiche findet auch jenseits des hiemit erreichten Petersdorfer Querthales statt.

War die Flötzführung bei Schatzlar, wie erwähnt, eine sehr bedeutende, so reducirt sie sich in dem ganzen weiteren Verlaufe auf wenige bisher aufgeschürfte, jedoch stets unbauwürdige Schmitzen, und auch noch der weitere Verlauf bis gegen Markausch bot in dieser Hinsicht kein besseres Resultat. Zu erwähnen ist hier jedoch, dass die Conglomeratbänke der Bergkoppe bei letzterer Ortschaft ein widersinniges Einfallen zeigen, also SW, statt muldeneinwärts gegen NO einfallen (Taf. XIII, Prof. 2), doch stellen sich bereits im Thale NO derselben die Schichten saiger, um dann gegen die Schwadowitzer Schichten zu bereits normales Verflächen anzunehmen. Auch ein Flötz wurde in jener widersinnigen Partie eine Strecke weit verfolgt. Ein etwa 330 *m* langer Schurfstollen, vom Thale aus vom Hangenden in's Liegende getrieben, durchfuhr zuerst normal gegen NO fallende Schichten, die sich immer steiler stellten, um endlich in obige widersinnige Lagerung überzugehen.

Bei Markausch treffen wir zuerst wieder eine Anzahl bauwürdiger Flötze, wenn sie heute auch bereits abgebaut sind. Es ist das der in der Literatur oft genannte Schwadowitzer Liegend- oder steilstehende Zug, auf den auch noch weiter SO durch den Xaveri-Erbstollen lebhafter Bergbau stattfand (daher auch Xaveristollener Zug).

Das Profil in letzterem Stollen (Taf. XIII, Prof. 3) zeigt zuerst etwas Kreide, gegen SW fallend, dann ebenso verflächende rothe Schiefer und Sandsteine. Letztere stellen sich jedoch immer steiler und fallen endlich gegen NO ein. Nach einer in Mauerung stehenden Stelle des Stollens, wo jedenfalls in Folge der starken Zertrümmerung des Gebirges durch eine grosse Dislocation starker Druck und Wasserzudrang herrschte, treten dann ohne weitere Vermittlung bereits die grauen Conglomerate mit ihren grauen Schiefern und dem Xaveri-Stollener Flötzzug auf. Auch das obertägige Terrain zeigt genau über

jenem Sprunge den Wechsel zwischen den rothen Schiefern und den darauffolgenden grauen Conglomeraten. Ueber diese letzteren hinaus besitzt die Grube in's Hangende keine Aufschlüsse; obertags folgen ihnen normal die rothen Schwadowitzer Schichten.

Noch viel deutlicher zeigt diese Lagerungsverhältnisse ein ca. 900 *m* weiter SO vom Xaveri-Stollen und parallel mit diesem gegenwärtig erst in Auffahrung begriffener neuer Stollen, wo auch nach ca. 140 *m* SW verflächenden Kreidemergeln und Sandsteinen ebenso widersinnige, sich jedoch allmälig verkehrt fächerförmig stellende rothe, ab und zu grüngeflammte Schiefer und Sandsteine einstellen, bis nach mehreren, mit grauer, verriebener Schiefermasse angefüllten Klüften die grauen Conglomerate sich zeigen. Das Verflächen nimmt dabei vom Mundloch mit ca. 45° allmälig zu, erreicht 90°, um dann ebenso allmälig noch in den rothen Schiefern auf 45—50°, jedoch NO, Einfallen abzunehmen.

Weiter SO finden sich in diesen, obertags jedoch sehr deutlich verfolgbaren, grauen Conglomeraten nur wenige und resultatslose Schurfversuche. Ihre Breite wird dabei eine allmälig immer geringere — im Idastollen wurden sie nur mehr noch an 250 *m* horizontal durchfahren — sie scheinen immer mehr gegen den grossen Längssprung abzustossen. Sehr charakteristisch treten sie noch in der Gemeinde Hertin auf, wo knapp unter ihrer hangendsten Partie sogar auch wieder ein diesmal melaphyrähnliches Eruptivgestein an einer beschränkten Stelle zu Tage tritt.

In fernerem SO-Verfolg ist jedoch das Terrain durch Schutt- und Alluvialbedeckung so schlecht aufgeschlossen, dass eine Constatirung der unterliegenden Schichten auf die grössten Schwierigkeiten stösst. Eine Fortsetzung der grauen Conglomerate über Bohdaschin hinaus lässt sich nur daraus vermuthen, dass westlich dieses Ortes abermals ein Eruptivgestein ausbeisst und dass weit im Liegenden des den Schwadowitzer Flötzzug bauenden Josefischachtes ein vereinzeltes Flötz aufgeschürft wurde, das vermöge dieser seiner Lage vielleicht dem Liegendzuge angehören könnte.

Darüber hinaus lassen sich jedoch diese grauen Conglomerate sicher nicht mehr nachweisen, sie werden offenbar von dem etwas spitzwinklig aufs Streichen verlaufenden Sprunge bereits ganz abgeschnitten. Neben ihm zeigen sich nun überall direct die rothen Schwadowitzer Schichten.

Das allgemeine Streichen wird nunmehr ein mehr östliches, bis östlich von Hronov, bei Zličko, die übergreifende Kreide alle unterliegenden Schichten vollständig überdeckt. Nur einmal zeigen sich die rothen Schiefer wieder am Grunde eines tief eingerissenen, engen Thales, N von Zdiarek, und endlich wieder an der österreichisch-preussischen Grenze. Hier treten aber in ihrem Liegenden abermals die grauen Conglomerate mit etwa NO-Streichen zu Tage, so dass sie in ihrem SW-Verlaufe bald wieder an dem grossen Sprunge abstossen. Der Wilhelminenschacht baut in ihnen vier Flötze, die jedoch die Reichsgrenze nur ganz reducirt überschreiten und hier nicht bauwürdig sind.

b) Schwadowitzer Schichten.

(Inclus. der Hexenstein-Arkosen.)

Im scharfen Gegensatz zu den soeben besprochenen grauen Conglomeraten und Sandsteinen der Schatzlarer Schichten bestehen alle weiteren Hangendschichten bis zu der die Muldenmitte ausfüllenden Kreide zum grössten Theile aus rothen Sandsteinen und ebenso gefärbten Schieferthonen; meist nur untergeordnet stellen sich auch graue Schiefer, oft in Begleitung von Flötzen, ein.

Nur in der Mitte der ganzen Serie lagern sich feste, dickbankige Feldspathsandsteine ein, die bei ihrer grossen Widerstandsfähigkeit in fast ihrer ganzen streichenden Erstreckung einen die Gegend weithin dominirenden Gebirgskamm bilden. Ihre höchste Erhebung finden sie ungefähr in der Mitte in dem 738 *m* hohen Hexenstein bei Schwadowitz.

Allerdings sind aber solche Arkosen nicht blos auf diesen Höhenzug beschränkt, sondern finden sich sowohl im Liegenden, wie im Hangenden vereinzelt noch vor, wenn sie auch äusserlich in ersterem Falle fast gar nicht, in letzterem nur in kürzeren und niedrigen Kämmen im Terrain hervortreten. Stets führen sie jedoch zahlreiche Reste von verkieselten Araukariten- oder Psaronien-Stammbruchstücken.

Ob diese Hexensteinarkosen nun noch zu den in ihrem Liegenden befindlichen Schwadowitzer Schichten zu rechnen sind, oder bereits zu den hangenden Radowenzer Schichten gehören, lässt sich nicht bestimmen, zumal ja überdies auch diese beiden, zusammen die Ottweiler Schichten des Saarbeckens repräsentirenden Schichtenserien keinen bedeutenden Unterschied in ihrer petrographischen, wie palaeontologischen Charakteristik erkennen lassen. Zeigen ja auch die Ottweiler Schichten im Saarbrückner Kohlenbecken sowohl, wie auch in anderen Gebieten (z. B. Wettin) einen derartigen Complex von Arkosen mit Kieselhölzern eingeschaltet, so dass hiedurch die Uebereinstimmung eine ganz auffallende wird.

In unserem Gebiete scheint die Ablagerungszone dieser feldspathreichen Sande innerhalb ihrer Ablagerungszeit von SO allmälig gegen NW gerückt zu sein, so dass der Liegendzug derselben etwa bei Petersdorf bereits ganz auskeilt, während die sich erst bei Wüstrey und Jibka ansetzende Hangendpartie hier erst ihre höchste Erhebung findet und dann weiter allein bis gegen Berggraben am Westfusse des Rabengebirges sich hinzieht.

Daraus schon erhellt, dass diese Hexensteinarkosen mit den Schwadowitzer, sowohl wie mit den Radowenzer Schichten aufs Innigste verbunden sind, in erstere im NW, in letztere im SO in mehrfachen, streichenden Zungen hineingreifen. Da sie daher zweckmässig vor diesen beiden Schichtengruppen besprochen werden, so sollen sie an dieser Stelle ihre Behandlung finden.

Am stärksten entwickelt sind sie etwa zwischen Radowenz und Bohdaschin: hier hat offenbar die andauerndste Ablagerung derselben, besonders in der liegendsten und höchsten Partie des ganzen Complexes, stattgefunden. Ueber den Hexenstein gegen NW hinaus

schalten sich zwischen diese derben Sandsteinbänke bereits mehrfach rothe Schieferthone ein, die sich allmälig verbreitend, zuerst die mittlere Partie, dann auch den Liegendzug ganz verdrängen, während der hangendste Arkosenzug sich immer schärfer im Terrain herauszubilden beginnt. Jenseits des Petersdorfer Thales ist dann nur mehr dieser Hangendzug vorhanden, der sich hier im Johannesberg allerdings wieder bis fast 700 *m* erhebt.

Die in dem Liegenden dieser Arkosen befindlichen rothen Sandsteine und Schiefer sind daher etwa vom Petersdorfer Thale an gegen NW in Folge dieser vicarirenden Entwicklung derselben fast noch einmal so breit geworden. Von einer Rothliegendtransgression, wie sie hier allgemein inselförmig eingezeichnet wird, kann daher keine Rede sein.

Vom Johannesberg gegen NW fallen diese Arkosen jedoch rasch wieder ab, schlagen bei Teichwasser eine nördliche Richtung ein, überschreiten das Bernsdorfer Thal, schmiegen sich jedoch dann allmälig im NNO-Verlaufe dem Fusse des Rabengebirges an, wo sie jedoch im Terrain gar nicht mehr hervortreten und bei Berggraben überhaupt unter der alluvialen Decke verschwinden.

Vom Hexenstein gegen SO wird der dominirende Kamm vom Liegendzuge gebildet, der gegen NO in immer niedriger werdenden Vorbergen sich verflacht und über Wodolow, Bohdaschin gegen Hronow sich hinzieht. Seine Conturen werden dabei immer sanfter, gerundeter, seine Begrenzung gegen das Liegende und Hangende aber in gleichem Masse undeutlicher, so dass in der letzten Partie die Scheidung immer schwieriger wird. Dies erhöht sich noch jenseits des Mettau-Durchbruchthales bei Hronow bis in die Gegend von Zličko.

Ganz nahe seinem Liegenden tritt nun in den rothen Schiefern der Schwadowitzer Schichten der sogenannte Schwadowitzer Flötzzug auf, der im Idastollen SO von Klein-Schwadowitz und im Josefischacht bei Bohdaschin in lebhaftem Abbau steht. Auch noch weiter gegen NW waren, stets in gleicher Entfernung von den Arkosen, mehrere kleinere Schächte, sowie endlich einzelne Schürfe bis gegen Markausch auf ihn angelegt. Doch gestalteten sich hier die Verhältnisse immer unbauwürdiger.

Ebenso reihen sich gegen SO längs der ebenfalls stets das gleiche Niveau in unmittelbarer Nähe der Feldspathsandsteine einhaltenden Ausbisse dieses Flötzzuges eine beträchtliche Anzahl von grösseren oder kleineren Schurfbauen an, welche derart eine fast ununterbrochene Linie bis über Hronow hinaus markiren und so in dem allerletzten Theile des Zuges — von Hronow gegen O — umgekehrt die Grenze gegen die hier undeutlichen Arkosen bestimmen helfen. Gegen Zličko zu bleibt allerdings auch dieses Hilfsmitttel aus und die Scheidung wird ganz unsicher.

In den beiden Entblössungen unter der Kreidedecke bei Zdiarek hat sich bisher ebenfalls kein Flötz noch constatiren lassen. Die Arkosen liegen da wahrscheinlich allerdings weiter im Hangenden, von der Kreide noch bedeckt.

Ueber Markausch gegen NW, wo wir den Flötzzug allmälig ganz sich verdrücken sahen, ist in einer Erstreckung von ca. 3 *km* nichts

von ihm nachgewiesen. Erst in einem östlichen Seitenthälchen des Petersdorfer Thales war wieder ein Schurf angelegt, der wieder in unmittelbarer Nähe des hier bereits auskeilenden Liegendzuges der Feldspathsandsteine gelegen, auf den Schwadowitzer Flötzzug hinweist.

Jenseits dieses Querthales ist, wie dargethan, jener Arkosen-Liegendzug nicht mehr vorhanden, die rothen Schwadowitzer Schiefer und Sandsteine daher anscheinend um 1 *km* ins Hangende plötzlich verbreitert, wo sie bis zum Hangendzuge des Johannesberges reichen.

Weitere zwei Schürfe, einer im westlichen Gehänge des Petersdorferthales und einer am NO-Ende vor Döberle gelegen, befinden sich nun bezeichnender Weise in genauer Entfernung von dem jetzigen Arkosenzug, die der Entfernung des Liegendzuges desselben vom nunmehr allein vorhandenen Hangendzuge entsprechen.

Ist ersterer daher hier auch nicht mehr vorhanden, so ist sein Niveau durch diese Schürfe wohl unzweilhaft markirt.

Döberle würde hiemit den äussersten nördlichen Punkt der Vertretung des Schwadowitzer Flötzzuges bezeichnen. Weiterhin ist von ihm nichts bekannt. Dagegen treten in den Bahneinschnitten beiderseits der Haltestelle Bernsdorf der Süd-norddeutschen Verbindungsbahn wieder untergeordnete Arkosen auf, welche hier daher vielleicht wieder deren Liegendzug bezeichnen, zumal sie in einer genau entsprechenden Entfernung vom Hangendzuge sich befinden.

Ist dies richtig, so müsste hier ungefähr im Thale unterhalb der Station Bernsdorf der Schwadowitzer Flötzzug oder seine Vertreter in etwa NS-Streichungsrichtung durchziehen, welches Streichen sich dann etwa in der Nähe des sogenannten Königshaner-Hofes mehr gegen NO zu wenden und etwa beim Bahnhof Königshan vorbeizugehen hätte. Hier ist jedoch alles durch eine ausgebreitete Alluvialdecke verhüllt.

Nördlich von Liebau zeichnet Beyrich wohl rothe, „sandig-thonige Gesteine mit Lagern von Kalkstein und bituminösen Schiefern“ ein, doch lässt sich aus diesem Anhaltspunkt nicht bestimmen, mit welchem Niveau wir es da zu thun haben; wahrscheinlich sind es die liegenderen Schwadowitzer Schichten. Ob freilich in diesem so ausserordentlich verschmälerten Zuge auch die Radowenzer Schichten vertreten sind, oder ob diese zusammt den Arkosen bereits früher auskeilen, oder aber vielleicht, von den Porphyren des Rabengebirges verdeckt, z. Th. unter diesem durchziehen, muss dahingestellt bleiben.

Eruptivgesteine sind aus dem Bereiche der Schwadowitzer Schichten, wie aus dem des Arkosenzuges bisher nicht bekannt geworden.

c) Radowenzer Schichten.

Zu Anfang des vorigen Absatzes wurde bereits darauf hingewiesen, dass diese Schichtengruppe in ihrem petrographischen Habitus sich von den Schwadowitzer Schichten nur schwer trennen lässt, sowie dass insbesondere die Grenze gegen die zunächst im Liegenden befindlichen und diese beiden Schichtengruppen trennenden Arkosesandsteinen in einem Theil ihres Verlaufes — zwischen Jibka und Roketnik, zum Theil auch bei Albendorf — undeutlich zu ziehen ist.

indem sich einzelne schmale Kämme, aus den Schichtenköpfen solcher Arkosebänke gebildet, vom Hauptkörper loslösen und dem vorliegenden Gelände rother Schiefer eingelagert, zum Theil sogar dem Radowenzer Flötzzug übergelagert erscheinen.

In gleicher Weise wie die Schwadowitzer Schichten NW vom Petersdorfer Thal gegen das Hangende, ebenso sind hier, südöstlich von Jibka die Radovenzer Schichten gegen das Liegende zu verbreitert, beide Male auf Kosten der Arkosen.

Der Radowenzer Flötzzug befindet sich dabei von Berggraben bis etwa zur Sophienhütte bei Jibka ganz nahe an den Hexensteinarkosen und tritt hier erst aus obigem Grunde anscheinend weiter im Hangenden auf. Seine Kohle ist minderwerthig, höchst unrein, die zahlreichen Schürf- und Abbauversuche haben nur an 2—3 Stellen zu andauernderem, wenn auch ganz kleinem Betriebe geführt Solche Schürfe sind längs des ganzen Streifens von Berggraben, im NW, über Teichwasser, Albendorf, Qualisch, Radowenz, Jibka bis Wüstrey zu verfolgen. Von dem 602 *m* hohen, von einer Kreidescholle gekrönten Türkenberge gegen SO ist jedoch nichts mehr von Flötzausbissen bekannt.

In's Hangende hinaus verschwinden die Radowenzer Schichten unter der Kreide. Ob hier auch noch Rothliegendschichten vertreten sind, muss des Fehlens von bestimmenden Merkmalen wegen unbeantwortet gelassen werden. Aus später auszuführenden Gründen wurden als „Rothliegendes“ die Schichten im Hangenden des grossen Porphyrlagers des Rabengebirges ausgeschieden und in diesem Sinne die Grenze bei Albendorf ungefähr gezogen, sowie in den tief in die Kreidebedeckung eingeschnittenen Zwickel bei Wernersdorf hinein verlängert.

d) Eruptive Einlagerungen.

Bezüglich der Art und Weise der Einlagerung einiger der älteren Eruptivgesteine wurde schon bei Besprechung der Schatzlarer Schichten das Nöthige erwähnt; gleichfalls bereits bemerkt wurde der Umstand, dass sich für die Zeit des Niederschlages der Schwadowitzer und Rodowenzer Schichten bisher keine eruptive Thätigkeit nachweisen liess. Erst im Hangenden des Rodowenzer Flötzzuges stellen sich im Porphyr des Rabengebirges wieder ganz ausserordentlich verstärkte, vulkanische Ergüsse ein, die, wie später dargethan werden wird, infolge ihrer zur Mulde genau concentrischen Lage (Taf. XIV, Nebenkarte), ebenfalls nur als mächtige, deckenförmige Lager aufgefasst werden können.

Eine Bestimmung der hier auftretenden Gesteine übernahm durch Vermittlung des Herrn Prof. Dr. Fr. Berwerth in freundlichster Weise Herr Dr. A. Graber, am k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien, wofür beiden Herren hiemit der verbindlichste Dank erstattet sei. Diese Bestimmung ergab für nachbenannte Localitäten:

Schanzenberg bei Königshan: Granitporphyr.

Gross-Krinsdorf: Quarzporphyr. — Hiezu sei erwähnt, dass in typischer Weise nur die liegende Partie des nördlichsten Theiles

der langgestreckten Porphyrinsel diesen Charakter trägt. Das Gestein ist hier massig gelagert, während im daran anschliessenden hangenden, sowie im ganzen übrigen mittleren und südlichen Theile eine bankige bis dünnplattige, meist ganz ausgezeichnet parallel geschichtete, oft fast tuffähnliche Erscheinungsform auftritt. Es ist nach Herrn Dr. Graber's Mittheilung ein „Quarzporphyr, der an Porphyrtuff erinnert“.

Gabersdorf, nördlicher Theil des Bolkenberges, an der Bahn, an voriges Vorkommen sich anreihend: Felsitporphyr. — Lässt hier sehr deutlich die deckenförmige Einlagerung erkennen.

Petersdorf, westliche Thalseite: „Melaphyrähnliches Gestein mit sehr deutlicher Fluctuationsstructur und Quarzfremdlingen“. — Im Hangenden der westlichsten der 3 kleinen Inseln tritt wieder jenes „porphyrtuffähnliche Gestein“ auf.

Hertin: Melaphyr.

Von den jüngeren Porphyren des Rabengebirges abgesehen, treten jedoch auch noch weiter im Liegenden der angeführten Gesteine Eruptivmassen auf, die in mehreren Brüchen aufgeschlossen sind. Sie befinden sich zumeist unmittelbar an jener grossen Dislocationskluft, die die ganze Kohlenmulde gegen SW und S begrenzt. Ob sie freilich durch diese unmittelbar bedingt wurden, muss dahingestellt bleiben. Die heftigsten Vorgänge längs dieser Störungslinie spielten sich jedenfalls erst nach der Kreide, in alttertiärer Zeit ab. Möglich kann es vielleicht scheinen, dass diese Störungslinie, infolge bereits etwa vorhandener tektonischer Spannungen, schon Schauplatz bedeutender Eruptionen war, ehe noch jene gewaltigen Veränderungen in der Lage der umgebenden Schichten eingetreten waren. Sie würden dann in der Zeit ungefähr den grossen Porphyrergüssen innerhalb der Waldenburger Schichten im preussischen Beckenantheil entsprechen.

Eines dieser Porphyrvorkommen liegt bei Trautenbach am NW-Ende der grossen Bruchlinie, wo diese an den Phyllit- und Glimmerschiefer des Rehorngebirges stösst.

Etwas nördlich davon, an der Strasse gegen Schatzlar, steht unterhalb des Schlosses ein porphyrähnliches Gestein hart an der Grenze zwischen Phyllit und Carbon, jedoch noch im Urgebirge an, das in seinem Aeusseren allerdings von den übrigen Porphyren stark abweicht. Auch westlich von der Strasse tritt an gleicher Stelle ein derartiges, doch stark verwittertes Gestein zutage, das sich aber in seinem Aussehen schon ganz den im Carbon gelegenen Eruptivproducten anschliesst.

Ein ferneres Vorkommen befindet sich endlich am Südende des Thales von Goldenöls, wo es beiderseits an den Gehängen in grossen Brüchen blossgelegt ist. Es liegt ebenfalls unmittelbar an jenem Hauptbruche. An der westlichen Thalseite sieht man jedoch unter der mächtigen Porphyrwand des dortigen Steinbruches nahe der Bachsohle Carbonconglomerate anstehen, während allseits noch auf beträchtliche Erstreckung hin nur Porphyrgesteine zum Vorschein kommen. Es scheint dieser Conglomeratausbiss jedoch am ehesten blos einem abgerissenen und in dem Eruptivmagma eingebetteten,

allerdings sehr grossen Stücke des Nebengesteines zu entsprechen, kaum aber etwa dem Liegenden des Porphyrs, zumal es in seinem Streichen von dem allgemeinen Streichen der Nachbarschaft ziemlich abweicht.

Lagerungsverhältnisse und Störungen.

In seiner gegenwärtigen Gestalt zeigt das niederschlesisch-böhmische Becken die Form einer von NW gegen SO sich erstreckenden, in letzter Richtung offenen Mulde, deren Scheitelpunkt sich bei Landeshut in Preussisch-Schlesien befindet. Der österreichische Flügel ist dabei beträchtlich schmäler und zum Theil steiler als der preussische.

Ersterer wird durch einen grossen Längssprung begrenzt, jenseits dessen nur mehr rothe Sandsteine und Schiefer, sowie Kreidegesteine die Oberfläche bedecken. Muldeneinwärts von ihm sehen wir der Reihe nach die Schatzlarer Conglomerate, die Schwadowitzer Schichten, die Hexenstein-Arkosen und die Radowenzer Schichten angelagert, die mit ihren aufgelagerten rothen Gesteinen wiederum die die Muldenmitte in ihrer axialen Erstreckung ausfüllenden Kreide unterteufen.

Auf österreichischer Seite den Radowenzer Schichten aufgelagert, sehen wir ferner grosse Eruptivmassen auftreten, die in fast ununterbrochenem Zuge von Qualisch nördlich bis Landshut und von da wieder SO bis gegen Neurode genau die Muldenform copiren, und daher schon nach dieser ihrer Erscheinungsform nicht anders denn als deckenförmige Einlagerungen aufgefasst werden können. Der Radowenzer Flötzzug befindet sich noch in ihrem Liegenden, während rothe Sandsteine und Schiefer auch noch in umfangreichem Masse ihr Hangendes bilden. (Vergl. das Uebersichtskärtchen auf Taf. XIV.)

Aehnliche Porphyrvorkommen sehen wir am SW-Flügel auch schon gegen Ende der Ablagerungsperiode der Schatzlarer Schichten auftreten, so bei Bohdaschin, Hertin, Petersdorf, Krinsdorf und Königshan, wo sie sich überall in so ziemlich demselben Niveau zeigen. In viel ausgedehnterem Masse und dazu auch noch in mehreren Niveaus findet sich diese Erscheinung ebenso im Waldenburg-Gottesberger Revier an der Basis und innerhalb des dortigen Hangendzuges (Schatzlarer Schichten).

Die deckenförmige Einlagerung dieser älteren Perphyre konnte auf österreichischer Seite auf's Genaueste beobachtet werden, ebenso wie auch auf preussischer Seite A. Schütze ihren intracarbonen Ergusszeitpunkt und die Anlagerung der jüngeren Schichten beschreibt.

Bilden auf österreichischer Seite die Schatzlarer Schichten das tiefste bekannte Niveau, so finden sich in Niederschlesien in der grossen Waldenburger, sowie getrennt davon auch in der Volpersdorfer Bucht bekanntlich auch noch liegendere Schichten, der Waldenburger Liegendzug, sowie endlich discordant diesen unterlagernd der Culm.

Dagegen sind hier die Schwadowitzer und Radowenzer Schichten bisher noch nicht constatirt worden, nur Potonié[1]) glaubt in der hangenderen Partie der Ruben-Grube bei Volpersdorf Uebergangsschichten gegen die Schwadowitzer Schichten gefunden zu haben.

Verfolgt man jedoch die soeben geäusserte, durch das concentrische Auftreten der jüngeren Porphyr- und Melaphyrmassen innerhalb der Gesammtmulde sich aufdrängende Ansicht von dem Charakter der deckenförmigen Einlagerung dieser Eruptivgesteine weiter, so ergibt sich von selbst, dass das Liegende derselben in Böhmen ungefähr auch dem Liegenden derselben in Niederschlesien zu entsprechen hätte, dass wir also in den rothen Schichten nördlich von Liebau bis Landeshut, und weiter dann bis Langwaltersdorf und Reimswaldau, sowie ferner auch noch bis Volpersdorf und Neurode und darüber hinaus Aequivalente der Schwadowitzer und Radowenzer Schichten zu suchen hätten. Pflanzenreste sind in diesem Bereiche leider noch nicht entdeckt worden, nur A. Schütze erwähnt[2]) des einmaligen Fundes eines Abdruckes, der einer *Pecopteris arborescens Schloth.* angehört.

Eine weitere Folge wäre dann weiter der nothwendige Schluss, dass auch die Hangendschichten des Porphyrzuges diesseits und jenseits der centralen Kreideausfüllung der Mulde, also die rothen Sandsteine und Schiefer sammt ihren Brandschiefer- und Kalkeinlagerungen von Braunau, ferner die in der nordwestlichen Fortsetzung derselben gelegenen von Friedland, Conradswaldau, Grüssau, endlich gegen Süden die von Schömberg, die hangenden von Qualisch, sowie vielleicht auch die hangendsten von Ober-Wernersdorf und Wüstrey dem gleichen Horizonte anzugehören hätten. Auch die Flora all' dieser Vorkommen, soweit sie bekannt ist, würde dem nicht widersprechen, und darthun, dass wir es hier schon mit unzweifelhaften Permablagerungen zu thun hätten.

Das Innere der Mulde füllen discordant Ablagerungen von Kreidemergeln und -Sandsteinen aus. Gegen SO greifen sie immer weiter über die permischen und carbonen Schichten hinüber, bis sie dieselben bei Zdiarek, östlich von Hronow, endlich vollständig überdecken.

Während nun diese Mulde gegen NW, N und NO überall älteren Gebirgsgliedern angelagert ist, erscheint sie gegen SW durch eine grosse Dislocation begrenzt, jenseits welcher weit jüngere Schichten anstehen. Beiderseits derselben stehen die Schichten steil abfallend, sogar saiger und überworfen zutage — je weiter gegen SO, desto gestörter liegen sie anscheinend — und nehmen erst in grösserer oder geringerer Entfernung von ihr allmälig wieder normales, sanfteres Einfallen an. Als Profil, das diese Verhältnisse in typischer Weise zeigt, wurde schon zu anfangs das durch das Querthal von Petersdorf besprochen, wo dieser grosse Sprung eben durch die zu beiden Seiten des Thalgehänges, unmittelbar an der Liegendbegrenzung der Schatzlarer Conglomerate befindlichen Einsattlungen hindurch-

[1]) Abh. d. kgl. preuss. geol. Landesanst. Neue Folge, Hft. 21. Berlin 1896. Seite 7.

[2]) l. c. Seite 242.

geht, resp. diese verursachte. (Profil Nr. 1, Taf. XIII) Gegen NW von hier bietet sich, soweit constatirbar, stets annähernd das gleiche Bild. Gegen SO jedoch an der „Bergkoppe", NW von Markausch, fallen die rothen Schiefer und Sandsteine zwar ebenfalls normal sehr steil gegen SW ein, doch thun das Gleiche auch die grauen Conglomerate sammt einem ihnen hier eingelagerten Flötz und nach und nach stellen diese sich erst saiger und nehmen dann weiter immer mehr NO-Verflächen an. (Siehe Profil Nr. 2, Taf. XIII.)

Weiter SO von Markausch zeigt der Xaveri-Erbstollen jedoch wieder das verkehrte Bild. (Taf. XIII, Profil Nr. 3). Er durchfährt zunächst einige Meter steil gegen SW fallende Kreide, dann ebenso gelagerte rothe Sandsteine; diese nun stellen sich hier immer steiler, nehmen endlich saigere Stellung an, um dann allmälig wieder in ein gegen NO gerichtetes Verflächen überzugehen, das dann nach einer Verwerfung in ungefähr gleicher Weise auch die grauen Conglomerate mit dem sogenannten „steilstehenden Flötzzug" einnehmen. In dem etwa 900 *m* weiter SO gelegenen, neuen Zubaustollen bieten sich ungefähr die gleichen Verhältnisse. Da er in der letzten Zeit erst getrieben wurde, konnte man deutlich das gegen NO gerichtete Verflächen (ca. 60—70^{0}) obiger Hauptverwerfung constatiren, wo also der verworfene Theil u n t e r den Verwerfer einfällt, wir also bereits eine Art Ueberschiebung vor uns haben.

Der Ida-Stollen (Taf. XIII, Profil Nr. 4) hingegen wieder, SO von Klein-Schwadowitz, weist zu anfangs ebenfalls ca. 160 *m* steil SW-fallende Kreide auf, die gleiche Neigung etwa zeigen auch die darauffolgenden rothen Sandsteine und weiter auch, hinter der gleichen, sich fortsetzenden Verwerfung, eine Partie grauer Conglomerate. Diese werden durch einen Sprung abgeschnitten und hinter diesem erscheinen — nach einer kleinen sattelförmigen Schleppung der Schichten in Folge dieses letzteren Sprunges — sofort ziemlich flach (ca. 30^{0}) NO-fallende, zuerst noch graue Conglomerate und Sandsteine, dann die zumeist rothen Schiefer und Sandsteine der Schwadowitzer Schichten mit dem sogenannten „flachfallenden" oder „Idastollener" Flötzzug.

Noch stärker gestört, zeigt sich das Profil im Hronower Durchbruchsthal. Ein in den Schwadowitzer Schichten, im Liegenden eines dem Schwadowitzer Flötzzug angehörigen Flötzes, angesetztes Bohrloch erreichte mit ca. 50 *m* Tiefe nach Durchsinkung einer äusserst gestörten Zone hellgraue, kalkreiche Mergel, die ihrer ganzen Natur und Mächtigkeit nach nur der Kreide angehören können [1]). Wir sind

---

[1]) Dieses Bohrloch bietet auch dadurch noch grosses Interesse, als aus ihm sehr beträchtliche Gasexhalationen, oft unter starkem Geräusch stattfinden. Nach einer freundlichen qualitativen Analyse derselben durch Herrn k. k. Professor Alexander W e i n b e r g, an der k. k. Realschule in Trautenau, bestehen diese zunächst aus:

„Kohlensäure in ausserordentlich grossen Mengen,
Kohlenoxyd in Spuren,
Schwefelwasserstoff in Spuren,
Kohlenwasserstoffe in erheblichen Mengen".

Diese Gasausströmungen begannen erst tief in den Kreidemergeln, ohne dass irgend grössere Störungen, Klüfte oder dergleichen bei ihrer Erbohrung zu bemerken gewesen wären. Das Wasser hat stark säuerlichen Geschmack.

hiedurch zu dem Schlusse gezwungen, dass hier eine nicht unbeträchtliche Ueberschiebung der Carbonformation über die Kreide in südlicher Richtung stattgefunden hat, wie dies etwa Profil Nr. 5 (Taf. XIII) versinnlicht.

Und ein ähnliches Verhältniss lässt sich auch bei Zdiarek im äussersten Osten constatiren. Wie Herr Ing. Nowak und Herr Markscheider Irrmann mittheilen, wurde durch eine Strecke des hier Schatzlarer Flötze abbauenden Wilhelminenschachtes ca. 50 *m* unter der Thalsohle plötzlich Kreide angefahren, deren stets gegen N fallende Ausbisse aber obertags etwas weiter gegen Süden gerückt sind, so dass auch hier die Kreide unter die Carbonschichten einzufallen scheint.

Fasst man nun alle die Profile durch diese grosse Dislocationszone zusammen, so ergibt sich, dass wir es hier mit keiner einfachen Absenkung des SW-Flügels zu thun haben, sondern bedeutend complicirtere Vorgänge anzunehmen gezwungen sind.

Diese sind offenbar der Ausfluss jenes gleichen, gewaltigen, von Südwest herkommenden Schubes, der auch die Aufstauchung des gesammten nordöstlichen Grenzkammes Böhmens, des Lausitzer-, Jeschken-, Iser-, Riesen- und Adlergebirges mit allen ihren Begleiterscheinungen bewirkte, und natürlich auch in dem ja nahezu in der Achse dieser Gebirgszüge gelegenen Kohlenbecken seine Spuren zurücklassen musste.

Als erstes Ergebniss scheint zunächst jedenfalls auch hier die Emporpressung einer ausgedehnten, ungefähr quer auf die Druckrichtung streichenden und in dieser ihrer Streichungsrichtung zwischen dem Streichen des Riesen- und des Adlergebirges ungefähr die Mitte haltenden Stauchungswelle — eben jenem künftigen Sprunge entsprechend — zu sein, die jedoch in ihrem Gewölbe dem weiteren Seitendrucke und wahrscheinlich auch dem Absinken des südwestlichen Vorlandes nachgebend, der Länge nach aufbarst, an welchem Bruche dann der SW-Flügel zur Tiefe glitt. Eruptivmassen pressten sich hie und da zu Tage, und der fortdauernde Schub bewirkte dann noch eine immer intensivere Steilstellung der Schichten zu beiden Seiten der Bruchlinie, die stellenweise — bald diesseits, bald jenseits — bis zur Ueberkippung gedieh und endlich wohl ihren stärksten Ausdruck in jener Ueberschiebungszone fand, die die Kreide schliesslich sogar in's Liegende der Carbonschichten gelangen liess.

Folgen dieses Druckes sind ferner offenbar die ganze Form der gesammten Kohlenmulde mit ihrer norwest-südöstlichen Längserstreckung. Er bewirkte die Zusammenstauchung derselben in der Druckrichtung, auf welch' allgemeine Ursache dann auch noch eine Reihe untergeordneter Störungen innerhalb des Kohlenbeckens zurückzuführen sind: Solche sind z. B. die förmliche Auswalzung der Schichten gerade am Scheitelpunkt der Mulde bei Landeshut, das hier oft sehr steile Verflächen mit den grossen, streichenden, gegen das Mulden-innere in grossen Sprüngen absitzenden Klüften. Die Zusammenschiebung der flötzführenden Ablagerungen bei Schatzlar in faltenähnliche, ungefähr quer auf die Druckrichtung stehende Wellen kann auch nur auf diese Ursache zurückgeführt werden. Zum Theil lösten

sich die Spannungen hier auch in Brüche auf, wie ein solcher im Georgschächter Revier die dortigen Flötze in eine um ca. 130 *m* gegeneinander verschobene Lage brachte. Die Richtung dieser Dislocation ist ebenfalls ungefähr die der Achse der ganzen Mulde. Eine weitere ähnliche und parallele Störung scheint südlich davon in vom Bergbau noch unverritztem Terrain von Schatzlar über Krinsdorf in der Richtung gegen Teichwasser zu verlaufen, wie man aus dem Auftreten der grauen Conglomerate und einer ganzen Zone von Schichtenstörungen quer durch den Muldenrand folgern kann.

Ob und inwieweit sich solche Störungen auch auf dem nordöstlichen Muldenflügel constatiren lassen, kann hier nicht beurtheilt werden; vielleicht ist die eigenthümliche Lagerung bei Volpersdorf und Neurode nur eine Folge dieser seitlichen Zusammenpressung einer ursprünglich flacheren und weiteren Seitenmulde.

An seiner südwestlichen Seite wird diese grosse Dislocation von einer etwa 1—4 *km* breiten Synklinale der Rothliegendschichten begleitet, in welche etwa von Welhotta an auch eine Partie Kreidemergel und Quadersandsteine ebenfalls muldenförmig eingelagert und eingeklemmt ist. Dabei ist sowohl bei den Rothliegendschichten, die jedoch nur bis Bohdaschin reichen und weiter schon in der Tiefe abgeschnitten werden, als bei den Kreideschichten der am Bruche liegende Flügel steil aufgerichtet, z. Th. sogar überkippt und überschoben, während der Gegenflügel flacher ausstreicht und weiter dann in wellenförmiger Lagerung das Vorland bedeckt.

Da unmittelbar am Bruche gegen NO die Schatzlarer Schichten noch anstehen, so liegt natürlich die Vermuthung sehr nahe, dass sich auch auf der SW-Seite desselben Radowenzer, Schwadowitzer und endlich Schatzlarer Schichten in der Tiefe zu finden hätten. Wie weit sie unter denselben freilich noch fortstreichen, wann sie sich auskeilen, dies zu beurtheilen fehlt jede Handhabe. Jedenfalls ist aber die gegenwärtige Begrenzung der Schatzlarer Conglomerate gegen SW nur eine gewaltsame; der ehemalige Beckenrand musste weiter gegen SW gelegen sein.

Bei Nachod jedoch liegen bereits die rothen Sandsteine direct dem Grundgebirge (Phyllit) auf, wie ja auch SO davon mehrere isolirte Rothliegend-Partien (so von Kounow und Rowne, östlich von Neustadt a. d. Mettau, von Lukawitz und Slatina bei Reichenau) archäische Unterlage besitzen [1]). Das Gleiche gilt ja bekanntlich auch von dem am Ostrande des böhmischen Massivs eingeklemmten Rothliegendvorkommen, dessen bekannteste Localität Rossitz in Mähren ist, das sich aber bei Wildenschwert und Geiersberg auch auf böhmisches Gebiet fortsetzt. Ueberall hier scheint demnach das Rothliegende transgredirend die alten Beckenränder der carbonen Sümpfe und Seeen überschritten zu haben.

Von Nachod gegen Westen findet sich wieder bei Schloss Ratibořitz, N von Böhm.-Skalitz, im Thale der Aupa ein kleiner Grundgebirgsaufbruch von Glimmerschiefern, denen zunächst graue, bis kopfgrosse Conglomerate aufgelagert erscheinen, deren Elemente

---

[1]) Katzer, Geol. Böhmens, S. 1210.

sich jedoch weiter in's Hangende verkleinern und noch jenseits der Strassenbiegung beim Jägerhause unterhalb des Meierhofes „Riesenburg" als graue Conglomerate und grobe Sandsteine auftreten. Dann stellen sich erst rothe Schiefer und Sandsteine ein. Ob wir es hier in diesen grauen Conglomeraten blos mit der jeweilig vordringenden, vorwiegend conglomeratischen Uferzone der transgredirenden permischen „Abrasionswelle" zu thun haben, oder ob wir hier vielleicht Spuren von tieferen, echt carbonischen Schichten begegnen, kann ohne Pflanzenfunde natürlich nicht beantwortet werden.

Die SW von Trautenau, bei Katharinadörfl und Ketzelsdorf gelegenen kleinen Glimmerschieferaufbrüche sind nach Katzer[1]) von rothen Sandsteinen überlagert. Die von Beyrich in seiner Karte südlich von Trautenau zahlreich eingezeichneten Glimmerschieferinseln konnten bei den hier allerdings nur cursorischen Begehungen nicht aufgefunden werden. Nur an einer Stelle, in einem alten Steinbruche, S von Alt-Rognitz (Côte 534 der Generalstabskarte 1 : 75.000) fand sich ein phyllitähnliches, feinkörniges, glimmerreiches, dünnflaseriges Gestein, westfallend, anscheinend sehr gestört und zum Theil fast durchsetzt von rothen Sandsteinen, so dass seine Natur vorläufig dahingestellt bleiben muss. Es bricht mitten in rothen, feinkörnigen Sandsteinen an.

Das Terrain westlich von Trautenau und Freiheit, mit seinen so ausgedehnten Permablagerungen, befand sich schon ausserhalb des Bereiches der vorliegenden Aufnahmsthätigkeit. Es lag jedoch nahe, frühere Aufnahmsresultate, so jene von E. Porth[2]) und insbesondere die von J. Jokély[3]) in Vergleich zu ziehen, um vielleicht derart aus diesem weiten Gebiete Anhaltspunkte zu einer Parallelisirung zu gewinnen.

Nach seinem Aufnahmsberichte nun unterscheidet Jokély drei grosse Unterabtheilungen, Etagen, deren tiefste, in einem 1—4 *km* breiten Streifen zunächst dem Riesengebirgsfuss gelagerte, zu unterst „graue oder graubraune" Conglomerate mit wenigen Schieferthoneinlagen, enthält. Ueber diesen folgen „graulich- bis grünlichbraune oder graue Sandsteine mit verschiedenen mächtigen Bänken eines gleichgefärbten Schieferthones, welcher nach oben allmälig herrschend wird". In diese Sandsteine sind seine drei unteren Melaphyrströme eingeschaltet, in deren Liegendem ein Brand- und Mergelschieferflötz mit Kupferimprägnation von Semil bis Mohren (bei N.-Stiepanitz, Přikry, Ribnitz, Hohenelbe) auftritt. „Der unteren Etage gehören ferner auch die Brandschiefer mit Schwarzkohlenflötzchen und die Mergelkalksteine bei Slana, Hořensko, Nedwez und nördlich von Pohoř, und zwar einem über dem dritten Melaphyrstrome befindlichen Horizonte an".

Den weitaus grössten Theil des Rothliegendgebietes südlich des Riesengebirges setzt seine mittlere Etage zusammen. Ihre untere Abtheilung besteht nach genanntem Autor aus feldspathreichen, grob-

[1]) l. c. Seite 518.
[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1858, S. 37.
[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XII, 1861—62, S. 381—395.

bis feinkörnigen Arkosen, mit besonders häufigen Resten von Araucariten und Psaronien, ihre obere aus rothen Sandsteinen und Schieferthonen, oft grün geflammt, stellenweise mit Mergelkalkstein.

Diese werden nun stark discordant von den intensiv rothen, glimmerigen Schieferthonen, auch rothen Sandsteinen der oberen Etage überlagert, die wieder durch mehrere Mergel- und Brandschieferflötze ausgezeichnet ist, die wie früher Schwarzkohlenschmitzen und Kupfergehalt führen.

Ueberblickt man diese Eintheilung in übersichtlicher Weise, so fällt wieder zunächst die Gruppe der Feldspathsandsteine der mittleren Etage mit ihren so zahlreichen verkieselten Stämmen auf, die wohl zweifelsohne, wie auch übereinstimmend andere Autoren [1]) annehmen, den Hexensteinarkosen entsprechen dürften, die sich übrigens bekanntlich in ganz auffallend übereinstimmendem Niveau auch anderwärts noch (z. B. im Saarbrückener Revier, bei Wettin, nördlich von Halle a. d. S., im Schwarzwalde etc.) vorfinden. Geht man nun consequent weiter, so müssten die grellrothen Hangendschichten dieser Arkosen den Radowenzer Schichten und ihren Ueberlagerungen entsprechen, indem sie ja auch thatsächlich mehrere Kalkmergel- und Brandschieferflötze umschliessen. Zudem enthalten sie auch den vierten Melaphyrstrom, der dann ungefähr dem Porphyr des Rabengebirges gleichaltrig wäre.

Unter den Arkosen liegen wieder Brandschiefer mit Schwarzkohlenschmitzchen, die der der Kohlenbildung gleichfalls günstigeren Epoche des Schwadowitzer Flötzzuges parallelisirt werden könnten, worauf dann noch tiefer wieder in beiden Gebieten eine Periode lebhafterer vulkanischer Thätigkeit folgt. Schliesslich ergäbe sich aber weiter, dass wir in den grauen Conglomeraten des Südfusses des Riesengebirges Analoga der Schatzlarer Conglomerate zu suchen hätten.

Ob dieser Vergleich nun freilich den Thatsachen entspricht, ist eine andere Frage. Jedenfalls bieten diese bisherigen Aufnahmen des Rothliegendgebietes südlich des Riesengebirges noch ein sehr verworrenes Bild, das einer gründlichen Restaurirung bedürftig ist. Auf vorangehenden Versuch einer Parallelisirung der beiden Gebiete südlich und östlich des Riesengebirges soll daher natürlich kein Gewicht gelegt werden. Er wurde nur wegen der auffallenden, nach dem bisher Bekannten sich daraus ergebenden Consequenzen hiehergestellt, mehr um zu neuen diesbezüglichen Untersuchungen und Aufnahmen anzuregen, als um die bisherigen streng zu verwerthen.

Versucht man sich nun auf Grund dieser Lagerungsverhältnisse und ihrer Störungen ein Bild der Vorgänge in unserem Gebiete zu entwerfen, so liefert dieses nebst dem speciell blos das Kohlenbecken betreffenden auch höchst wichtige Streiflichter auf die tektonischen Ereignisse in den nachbarlichen Gebirgen, sowie auf jene der ganzen böhmischen Gebirgsscholle überhaupt, weshalb es in kurzen Zügen hier skizzirt werden möge.

Zur Zeit der Ablagerung des Culm haben wir in Niederschlesien die unmittelbare Nähe des von Norden her anbrandenden

[1]) z. B.: O. Feistmantel, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1873, S. 254.

Meeres, das in mehrfachen Niveauschwankungen sogar das littorale Culmgebiet zu Zeiten überfluthet. Zwischen dem Culm und den Schichten des darauffolgenden Waldenburger Liegendzuges (Ostrauer Schichten) konnten Tietze, Schütze und Dathe eine discordante Lagerung constatiren, so dass wir für diese Zwischenperiode eine mehr oder minder lebhafte Gebirgsbewegung annehmen müssen (intracarbone Faltungsperiode des variscischen Gebirgszuges?). In dieser Periode des Waldenburger Liegendzuges erscheint in unserem Becken die Herrschaft des Meeres bereits endgiltig gebrochen; es ist gegen N und O zurückgedrängt, wo es jedoch — im oberschlesischen wie im westphälischen Revier — bei seinem oscillirenden Rückzuge des öfteren noch die ufernahen Kohlensümpfe für kürzere oder längere Zeit unter Wasser setzt und dadurch den Süsswasserbildungen marine Bänke einschaltet. Nach Böhmen scheinen die niederschlesischen Seeen und Sümpfe jener Zeit nicht hereingereicht zu haben; es sind hier keine Reste derselben bekannt, höchstens dass solche unter den Schatzlarer Schichten, bisher jedoch noch nicht nachgewiesen, verdeckt liegen.

Erst mit dem Eintritt der Ablagerungszeit der Schatzlarer Schichten (Waldenburger Hangendzug) sehen wir aus Niederschlesien einen umfangreichen Theil des dortigen, vielleicht nunmehr vergrösserten sumpfigen Beckens herüberreichen, während ja auch sonst noch weitausgebreitete Süsswasserbecken und Moräste sich in Böhmen plötzlich einstellen, die von Merklin und Pilsen über Rakonitz bis Kladno und an die Moldau gereicht haben. Während aber diese innerböhmischen Ablagerungen, die Radnitzer Schichten, in Ruhe vor sich gingen, sehen wir im Nordosten eine beträchtliche eruptive Thätigkeit entfaltet, die sich dann in noch gesteigertem Masse in die nächstfolgende Zeit fortsetzt. In dieser letzteren hat sich die Wasserbedeckung in Böhmen noch bedeutend vergrössert; ob freilich in dem grossen Terrain rother Schiefer, Sandsteine und Conglomerate, sammt ihren Brandschiefer- und Kalkmergelflötzen, am Südfusse des Riesengebirges auch die zunächstfolgenden Schwadowitzer und Radowenzer Schichten entwickelt sind, muss nach dem Vorangehenden dahingestellt bleiben, jedenfalls haben jedoch bereits diese in unserem Becken auf österreichischem Territorium ihre eigentliche typische Entwicklung. Die günstigen Verhältnisse zur Kohlenbildung sind zu dieser Zeit, wie auch sonst in Mitteleuropa, schon wesentlich zurückgegangen, wenigstens ist das Vorhandene nur ein schwacher Nachklang des Reichthums jener Hauptflötzbildungsperiode, wie ihn die Saarbrücken—Schatzlar—Radnitz—Karwiner Schichten, sowie die aequivalenten des Ruhr- und Zwickauer Beckens in so hervorragendem Masse bieten. Auch Innerböhmen hat keine nachhaltigen Flötze aus dieser Zeit aufzuweisen, in welche jedenfalls die Ablagerung eines Theiles der sogenannten Kounowa'er Schichten fällt.

Die lacustren Bildungen nehmen nun ferner an Ausdehnung immer mehr zu und weithin kann man die eigentlichen Rothliegendschichten, die älteren Sedimente transgredirend oder dem Grundgebirge darüber hinaus direct aufgelagert, über fast ganz Böhmen zerstreut, verfolgen. In unserem Becken erfüllen sie den ganzen

mittleren Theil der Mulde, sowie in einer langgestreckten, parallelen Schleppungsmulde das Gebiet, SW anstossend an die grosse Dislocation. Liegen diese daher den vorangehenden Schichten auch nicht concordant auf, so ist doch der Grad der Discordanz meist ein verhältnissmässig geringer. Relativ langsame, säkulare Veränderungen waren es, die sie offenbar bewirkt hatten.

Die eruptive Thätigkeit hat unmittelbar vor und zu dieser Zeit ihren Höhepunkt erreicht, wie die gewaltigen Porphyrzwischenlagen beweisen, die sich hier, wie fast allenthalben in gleichaltrigen Schichten eingebettet finden.

Nach der Ablagerung dieser ausgedehnten, unteren Permschichten fehlen in unserem Gebiete, wie ja auch im weitaus grössten Theile Böhmens, bis zur mittleren Kreide jegliche Spuren damaliger Sedimente, daher auch jegliche Anhaltspunkte zur Beurtheilung der Schicksale des Landes in dieser ungeheuren Zwischenzeit. Wahrscheinlich war es vorwiegend trocken, ohne grössere Wasseransammlungen; die Sedimente der kleineren waren bald vernichtet.

Erst die cenomane Transgression brachte wieder eine weitgehende Ueberfluthung, aus der wahrscheinlich blos im NW das Riesen- und Isergebirge als grössere Inseln, kaum aber, oder doch nur in geringen Partien, im SO das heutige Adlergebirge emporragten. Bis in's Senon währte diese marine Periode, deren Ablagerungen wohl selbstverständlich discordant den Rothliegendschichten aufliegen, die sich aber immerhin dem allgemeinen Streichen und Fallen nach im Grossen und Ganzen letzteren anschmiegen, so dass sie synklinal als jüngstes Glied sowohl dem centralen Theil der Hauptmulde von Grüssau gegen SO, als auch dem jener schmalen Parallelmulde, SW der Hauptdislocation, eingelagert erscheinen.

Jüngere Sedimente fehlen weiter vollständig, bis, soweit bekannt, auf die Alluvien der Jetztzeit.

Während nach dem Gesagten bis zum Schlusse der Kreide die Entwicklung im Bereiche des niederschlesisch-böhmischen Kohlenbeckens eine verhältnissmässig ruhige war, Gebirgsbewegungen nur in untergeordnetem Masse sich geltend gemacht haben, begegnen wir nun aber nach erfolgtem Rücktritt des Kreidemeeres den Spuren tiefgreifendster und ausgebreiteter Störungen des ursprünglichen Schichtenbaues. Es ist dies die Zeit der Action jenes gewaltigen, aus SW wirkenden Seitenschubes, der alle die an einer früheren Stelle bereits geschilderten gewaltsamen Veränderungen in der Mulde hervorbrachte: die Zusammenpressung des ganzen Beckens, Aufstauchung jener faltenartigen Gebirgswelle, Berstung ihres Gewölbes, Absinken des SW-Flügels und in Folge weiterer Pressung Aufrichtung bis Ueberkippung und zum Theil sogar Ueberschiebung der Bruchränder.

An allen diesen Bewegungen hat die Kreide, soweit sie in Frage kommt, in gleichem Masse wie die Carbon- und Rothliegendschichten Antheil genommen. Die Stollen am Südabhange des Hexenstein zeigen sie in ganz gleicher Weise steil aufgerichtet, wie die in ihrem Liegenden befindlichen rothen Sandsteine, und im weiteren südöstlichen Verfolg dieser Störungslinie sehen wir sie in Folge einer beträchtlichen Ueberschiebung sogar überstürzt und von Carbonschichten überdeckt.

Der genaue Zeitpunkt dieser Ereignisse lässt sich allerdings hier ebensowenig wie an anderen Stellen, wo offenbar dieser selbe Schub sich in seinen Wirkungen äusserte, wie in der Ueberlagerung der Kreide von Jura und Granit im Lausitzer Gebirge, in der Aufrichtung und Ueberstürzung derselben im Glatzischen (nach Beyrich), präcise bestimmen, indem eben weitere Sedimente fehlen. Mit Sicherheit können sie nur als postcretacisch bezeichnet werden, und sie fallen wahrscheinlich in jene selbe Zeit intensiverer Gebirgsbewegung in der ersten Hälfte der Tertiärzeit, die nicht nur in Böhmen ihre ausgebreiteten Spuren zurückgelassen, sondern dem ganzen mittleren und südlichen Europa erst seine jetzige Oberflächengestalt gegeben.

Und bis zum heutigen Tage sind auch in unserem Gebiete noch dieselben Kräfte wirksam; Beweis dessen das Trautenauer Erdbeben vom Jahre 1883 [1]), das sich zum grössten Theile genau längs jener oben geschilderten grossen Bruchlinie bewegte und hier seine grösste Intensität entfaltete. An jener Stelle, wo diese Dislocation nördlich von Trautenau und Freiheit die archäischen Gesteine des Riesengebirges trifft, brach sich auch die ursprüngliche SO—NW-Richtung und setzte quer gegen N durchs Riesengebirge durch. Ein weiterer Beweis, dass wir es mit einem in unzweideutiger Weise an dieser Bruchspalte ausgelösten Dislocationsbeben zu thun haben.

Zum Schlusse sei nur noch mit kurzen Worten des **Alters unserer Ablagerungen** und deren allgemeiner Stellung zu den gleichzeitigen Bildungen Mitteleuropas gedacht, indem ja diese Verhältnisse durch die Studien von Stur, Weiss u. A. meist schon hinreichend klar gelegt erscheinen.

Weiss [2]) parallelisirt bekanntlich mit Bezug auf das Saarbecken:

	Saarbecken:	Niederschlesisch-böhm. Becken:
Permo-Carbon	Lebacher Schichten	Rothliegendes.
	Cuseler Schichten	
Carbon	Obere Ottweiler Schichten . .	Radowenzer Schichten.
	Untere „ „ . .	Schwadowitzer Schichten.
	Saarbrückner Schichten . . .	Schatzlarer Sch. (Waldenburger Hangendzug).

welcher Vergleichung sich auch O. Feistmantel [3]), A. Schütze [4]), H. Potonié [5]) vollinhaltlich anschliessen, während Karl Feistmantel [6]) und mit ihm Fr. Katzer [7]) die Radowenzer Schichten

---

[1]) C. Laube, Erdbeben von Trautenau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 33, 1883, S. 331.

[2]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1879, Bd. 31, S. 439 und Ibidem S. 633.

[3]) Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellsch. d. Wiss. 1880, S. 186.

[4]) Abh. z. geol. Specialk. v. Preussen. Bd. III, Hft. 4, 1882, S. 19.

[5]) Abh. d. kgl. preuss. geol. Landes-Anst., N. Folge, Hft. 21, 1896.

[6]) Arch. f. naturw. Landesdurchf. Böhmens, Bd. V, Nr, 3, 1883, S. 89.

[7]) Geologie von Böhmen. Prag 1892, S. 1138 und 1203.

sammt den Hexenstein-Arkosen den Kounowa'er Schichten Mittelböhmens gleichstellen und somit im Gegensatz zu den echt carbonischen Gebilden zu ihrem Kohlenrothliegenden, resp. Postcarbon einbeziehen.

Nachdem jedoch jetzt wohl übereinstimmend die Ottweiler Schichten des Saar-Rheingebietes als oberstes Carbon bezeichnet werden — Fr. Katzer rechnet, l. c. S. 1228, sogar die Cuseler Schichten noch zum Carbon — und an der Floren-Uebereinstimmung der oberen Ottweiler Schichten mit den Radowenzer Schichten, und der unteren Ottweiler mit den Schwadowitzer Schichten kaum mehr gezweifelt wird, so wird man obiges Schema wohl ohne weiteres annehmen, und die Radowenzer Schichten noch als zum Carbon gehörig bezeichnen müssen. Diese Uebereinstimmung der Radowenz-Schwadowitzer Schichten mit dem Complex der Ottweiler Schichten geht ja, wie schon im Früheren angedeutet, noch weiter, indem nach Weiss[1]) „unter den oberen Ottweiler Schichten westlich des Rheines eine mächtige Stufe mit zahlreichen Feldspathsandsteinen und verkieselten Hölzern (sog. mittlere Ottweiler Schichten) folgt", unter welchen dann „an der Saar die kohleführenden unteren Ottweiler Schichten von Griesborn" sich befinden, die er selbst dann, wie auch O. Feistmantel[2]), mit den Radowenzer Schichten, den darunter liegenden (Hexenstein-) Arkosen und den Schwadowitzer Schichten vergleicht[3]). Man kann die Uebereinstimmung sogar noch weiter darin erblicken, dass zwischen den Ottweiler und Cuseler Schichten in ähnlicher Weise ein Eruptivgestein (Diabas-Porphyrit des Remigiusberges bei Cusel) eingeschaltet ist, wie zwischen den Radowenzer und den überlagernden Rothliegendschichten die Porphyre des Rabengebirges.

H. Potonié weicht nur insoferne in untergeordneter Weise von obiger Tabelle ab, als er die Flötze des Xaveri-Stollens (den sog. „stehenden Flötzzug" von Schwadowitz) von den eigentlichen Schatzlarer Schichten trennt, letztere als untere Saarbrückner Schichten, erstere aber als obere Saarbrückner Schichten mit einer Mischflora bezeichnet. In der That führen diese eine merkliche Beimischung jüngerer Typen, z. B. zahlreiche *Pecopteris*-Arten[4]).

Beträchtlich jünger als die Radowenzer Schichten dürften jedoch die Braunauer Schichten sein. Dies wird schon, dem früher Erörterten entsprechend, durch ihre Lagerung im Hangenden der grossen Porphyrdecke bedingt, sowie auch durch ihre Flora mit *Callipteris* und *Walchia*, die aus den Radowenzer Schichten noch nicht bekannt sind. Sie gehören schon dem echten Perm an, in der Fassung, wie sie z. B. von Potonié, Sterzel[5]) u. A. vertreten wird.

[1]) l. c. S. 440.

[2]) l. c.

[3]) Aehnliche Verhältnisse finden sich auch in dem Steinkohlengebirge von Wettin und Löbejün, südöstlich vom Harze.

[4]) O. Feistmantel, Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss. 1871, S. 70 u. ff.

[5]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 43, 1891, S. 778. — Abh. d. kgl. sächs. Gesellsch. d. Wiss., Bd. XIX, 1893.

Nach der im früheren geäusserten Ansicht sollen aber diese Braunauer Schichten mit ihren Mergelkalksteinbänken im Hangenden der Porphyre über Friedland, Grüssau, Schönberg hufeisenförmig bis gegen Qualisch streichen, und hier durch Auskeilung des Porphyrlagers zum unmittelbaren Hangenden der Radowenzer Schichten werden, daher mit diesen Schichten erst oder bereits mit den Porphyren unmittelbar über den Radowenzer Schichten das eigentliche Perm zu beginnen hätte.

Mit der Feststellung des Verhältnisses zu den Ablagerungen des Saar-Rheingebietes ist aber auch die Synchronisirung mit den übrigen deutschen Vorkommnissen dieser Art gegeben, bezüglich dessen auf die Tabelle bei H. Potonié (l. c. S. 14—15) verwiesen sei.

— — —

Ueber einige artesische Brunnenbohrungen in Ottakring und deren geologische und palaeontologische Resultate.

Von **Othenio Abel.**

(Mit 4 Textfiguren und einer Tabelle.)

Der gesteigerte Wasserbedarf der Kuffner'schen Brauereien in Wien gab die Veranlassung, in Ottakring und Hernals Bohrungen auf artesisches Wasser anzustellen. Es wurden in den Jahren 1887 bis 1895 in den Ottakringer Brauereien sechs grössere Bohrungen vollendet, während erst in jüngster Zeit mit den Bohrungen in der Hernalser Brauerei begonnen wurde. Die Bohrungen in den Ottakringer Brauereien wurden von Herrn Ingenieur R. Latzel ausgeführt und waren im Ganzen von günstigen Erfolgen begleitet, wenn es sich auch zeigte, dass nach einigen Jahren bei der grossen Wasserentnahme der Wasserspiegel in fast sämmtlichen Brunnen um ein Bedeutendes sank[1]).

Der Boden der ehemaligen Vororte Wiens Ottakring und Hernals[2]) wird hauptsächlich von Sedimenten der sarmatischen Stufe gebildet, welche in ihrer Hauptmasse aus Tegeln bestehen, die mit Sanden und Geröllen abwechseln und gewöhnlich mit dem Localnamen Hernalser Tegel bezeichnet werden[3]). Diese Schichten enthalten hauptsächlich Gastropoden, u. zw.: *Cerithium rubiginosum Eichw.*, *Murex sublavatus Bast.*, *Rissoa inflata Andrz.*, *Rissoa angulata Eichw.* u. a. und werden auch infolge des häufigen Auftretens der beiden letzteren Arten Rissoentegel genannt[4]). Sie bilden das Hangende der marinen Schichten der II. Mediterranstufe; in den zu besprechenden Brunnenprofilen liegt die Grenze der brackischen und marinen Ablagerungen 17—55 *m* unter dem Strassenpflaster. Aus diesem Grunde sind in allen Tiefbohrungen der Ottakringer Brauereien die marinen Schichten aufgeschlossen. Im sogenannten eisernen

[1]) Vergl. darüber: Felix Karrer, Der Boden der Hauptstädte Europas. Wien 1881.

[2]) Vergl. darüber: Th. Fuchs, Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875, Bd. XXV, pag. 19.

[3]) E. Suess, Der Boden der Stadt Wien nach seiner Bildungsweise. Wien 1862.

[4]) Erläuterungen zur geolog. Specialkarte der Umgebung von Wien von D. Stur, verf. von C. M. Paul und A. Bittner. Wien 1894.

Brunnen oder Cuvelageschacht (in der Thaliastrasse Nr. 78, 279·70 *m* tief) sind sie sogar in einer bisher noch nicht erreichten Mächtigkeit von 244·20 *m* durchstossen worden. ohne dass das Grundgebirge angefahren worden wäre.

Die marinen Schichten bestehen in einem wiederholten Wechsel von Tegel, Sand und Schotter oder Tegel, Sandstein, Sand und Schotter, der stellenweise (Eiserner Brunnen 249·68—256·83 *m*) gegen die untere Grenze der Schicht durch ein quarziges Bindemittel verkittet ist. Die Sande sind mehr oder weniger thonig angereichert (Schliess), bald bilden sie durch noch grösseren Zusatz von Thon eine compacte, harte Masse (Raude). Sie treten nicht nur in regelmässigen Lagen, sondern auch sehr häufig als nester- und linsenförmige Einlagerungen im Tegel auf. Ebenso unregelmässig erscheinen Sandsteinplatten und Schotterlagen im Tegel. An einzelnen Stellen scheinen grössere Einschwemmungen von Treibholz stattgefunden zu haben (Tiefer Brunnen, Thaliastrasse Nr. 76, 219·75 *m* tief, Lignit von 196·0—197·5 *m*).

Da schon aus diesen Gründen die Profile von selbst nahe gelegenen Brunnen niemals vollkommen identisch sein können, so ist der Versuch, die einzelnen Profile in Einklang zu bringen, sehr erschwert. Dennoch gelang es auf Grund der von Herrn Ing. R. Latzel ausserordentlich sorgfältig aufgenommenen Brunnenprofile, die Hauptschichten des eisernen Brunnens (279·70 *m*), des tiefen Brunnens (219·75 *m*) und des grossen Brunnens (205·00 *m*) (vergl. den Situationsplan Fig. 1) zu identificiren. (Vergl. die am Schlusse der Arbeit beigegebene Tabelle.)

In diesem Falle war der Versuch, die drei Profile in Correlation zu bringen, dadurch erleichtert, dass ein- und dieselbe sehr fossilreiche Sandschicht mit Conchylien der II. Mediterranstufe in allen Brunnen beobachtet und die Tiefe derselben genau notirt worden war. (E. B.[1]) 72·9—76·1 *m*, T. B. 94·4—98·2 *m*, G. B. 94·7—98·6 *m*). Dadurch war es möglich gemacht, gewisse Sand- und Schotterschichten, die nicht in allen Brunnen vorhanden waren, als unregelmässige, nester- und linsenförmige Einlagerungen im Hauptgestein, dem Tegel erkennen zu können. Durch die Verbindung der drei Profile erhalten wir ferner eine neue Bestätigung der von E. Suess[2]) ausgesprochenen Thatsache, dass „jede dem Tegel eingeschaltete Sandlage unterirdisch in der Richtung vom Randgebirge gegen die Niederung hin an Stärke abnimmt“, und dass die Tegelschichten in derselben Richtung eine immer grössere Mächtigkeit erreichen.

Da ich in den Fällen, wo im Tegel unregelmässige Nester von Sand und Schotter nachgewiesen wurden, diese Details in der Vergleichs-Tabelle wegliess und angab: „Tegel mit Sand und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit“ und nur in wenigen Fällen eine genaue Aufeinanderfolge der einzelnen Schichten gab (z. B.: E. B. 129·62—136·76 *m*), so reducirte sich die Zahl der Schichtglieder um

---

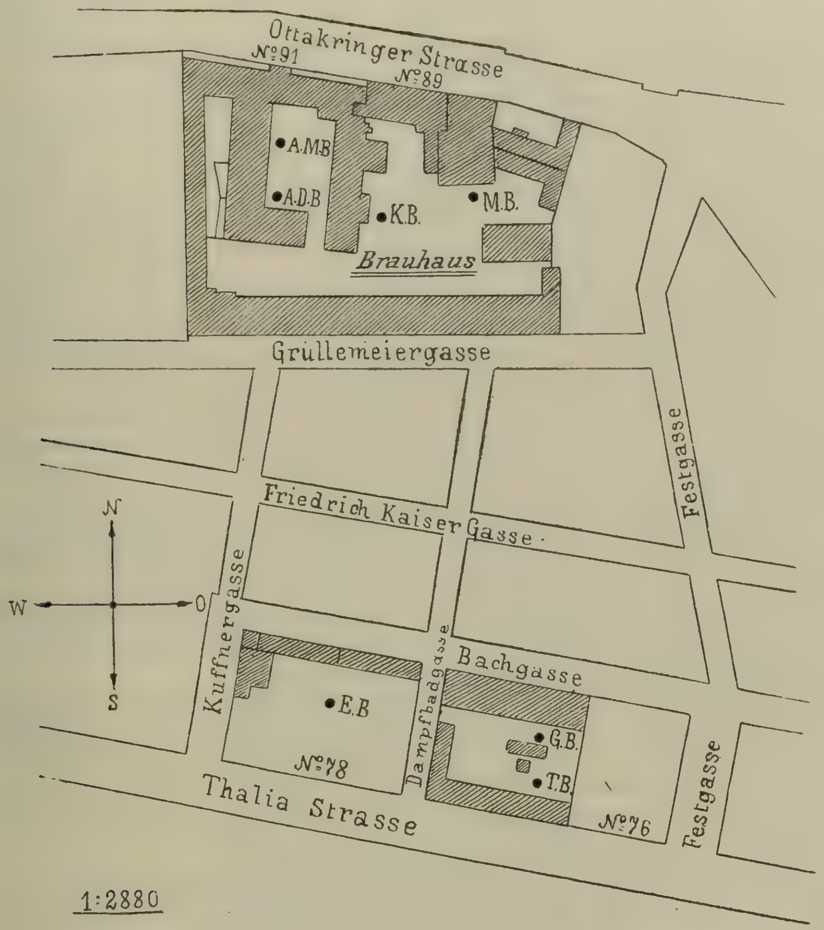
[1]) E. B. = eiserner Brunnen (Cuvelageschacht), T. B. = tiefer Brunnen, G. B. = grosser Brunnen.

[2]) E. Suess, l. c. pag. 53.

Fig. 1.

Situationsplan.

Nach dem Kataster der Stadt Wien (1:1440), Ottakring (6/I).



Erklärung:

A. M. B. = Alter Mühlbrunnen.
A. D. B. = Alter Drahtseilbrunnen.
K. B. = Kesselhausbrunnen.
M. B. = Mühlbrunnen.
E. B. = Eiserner Brunnen.
G. B. = Grosser Brunnen.
T. B. = Tiefer Brunnen.

ein Bedeutendes. In der Vergleichs-Tabelle gebe ich 59 Glieder für den E. B. an, während Herr Ing. R. Latzel im Detailprofil 121 angibt.

Die wasserführenden Straten traten natürlich in allen drei Brunnen in entsprechender Tiefe auf.

Ist aber nun der Nachweis erbracht, dass die Profile dieser drei Brunnen im Wesen identisch sind, so können wir unter der Voraussetzung, dass keine NS streichenden Verwerfungen die Niveauunterschiede bedingen, aus dem Mittel der Niveaudifferenzen das Fallen der Schichten bestimmen. Nach Ausmessung der gegenseitigen Entfernungen der Bohrlöcher erhielt ich ein Fallen in O mit 20:91, also mit beiläufig 13°.

Dagegen scheiterte der Versuch vollkommen, die Profile der neueren, in der Ottakringerstrasse Nr. 89 und 91 gebohrten Brunnen, des Kesselhausbrunnens (254·00 *m*) und des neuen Mühlbrunnens (127·30 *m*) untereinander und mit den vorerwähnten Brunnenprofilen in Einklang zu bringen. Den dritten, in der Leopoldigasse gebohrten Brunnen zum Vergleiche heranzuziehen, war nicht möglich, weil mir nur unsichere Angaben über denselben vorlagen.

Ueber die Bohrmethode, die bei dem Kesselhausbrunnen (siehe nebenstehende Fig. 2) in Anwendung gebracht wurde und über die dabei beobachteten Wasserstände hat Herr Ing. Latzel eine Mittheilung [1]) veröffentlicht, der ich Folgendes entnehme:

„Die Bohrung wurde nach der Fauvelle'schen Methode ausgeführt, d. h. stossend und drehend mit dem Meissel am steifen Gestänge und Auftrieb des Bohrschmantes durch im Hohlgestänge auf die Bohrlochsohle gedrücktes Wasser.

Die Bohrung wurde mit 126 *mm* lichter Verrohrung begonnen. Bei 52·2 *m* war die erste wasserführende Schotterschichte, deren Wasser bis auf 2·7 *m* unter Brunnendeckel (Horizont) stieg.

Eine auf den Brunnendeckel gestellte Saugpumpe lieferte pro Tag 1440 *hl*, wobei das Wasser im Bohrloche auf 4·5 *m* unter Horizont stehen blieb.

Diese verheissungsvolle wasserführende Schichte wurde vorläufig überrohrt und dann weitergebohrt. Die erste Rohrtour konnte nur bis 94·6 *m* gebracht werden, wo eine zweite wasserführende Schotterlage angetroffen wurde, die nur bis 4·5 *m* unter Horizont drückte. Nun wurde unter dieser Rohrtour noch bis 134·7 *m* gebohrt und dann die 106 *mm* lichte Rohrtour eingeführt.

Schliesslich blieb sie auf einem wasserführenden Schotter bei 165 *m* stehen. Diese Schicht führte Wasser, das bis 2 *m* unter Horizont stieg. Ich führte jetzt die 83 *mm* lichte Rohrtour ein und bohrte darunter bis 253·3 *m*, wo ich so festes Gestein antraf, dass es nöthig schien, die Rohre bis auf die Bohrlochsohle zu bringen.

Die eigentliche Bohrarbeit war also beendet und es war nun meine Aufgabe, die wasserführenden Schichten blosszulegen. Nachdem alle Rohrtouren als sogenannte Treibtouren über Tag endeten, so handelte es sich zunächst darum, eine Rohrtour nach der anderen

[1]) R. Latzel, 254 *m* tiefe Brunnenbohrung in Ottakring, Wochenschrift des österr. Ingenieur- und Architektenvereines, Nr. 16, 1888.

Erklärung:

1. Sand.
2. Weicher Tegel.
3. Schwimmsand mit grossen Blöcken.
4. Tegel.
5. Kalksteinschotter u. Sand.
6. Tegel, oben sandig, unten verhärtet, mit Ligniten.
7. Sandsteinpl., dann grober Schotter und Sand.
8. Tegel.
9. Feiner thon. Sand.
10. Tegel.
11. Weicher Mergel.
12. Thoniger fein. Sand mit Tegellagen.
13. Mergel u. Schotter.
14. Fester Tegel.
15. Sandstein.
16. Sandiger Tegel.
17. Sandstein.
18. Sandiger Tegel mit Sandsteinplatten.
19. Mergel u. Schotter.
20. Tegel.
21. Sand und Schotter.
22. Grober Schotter.
23. Sand u. Tegellagen.
24. Schotter.
25. Mergel.
26. Tegel.
27. Conglomerat.
28. Schotter und Sand.
29. Tegel.
30. Fester Sandstein.

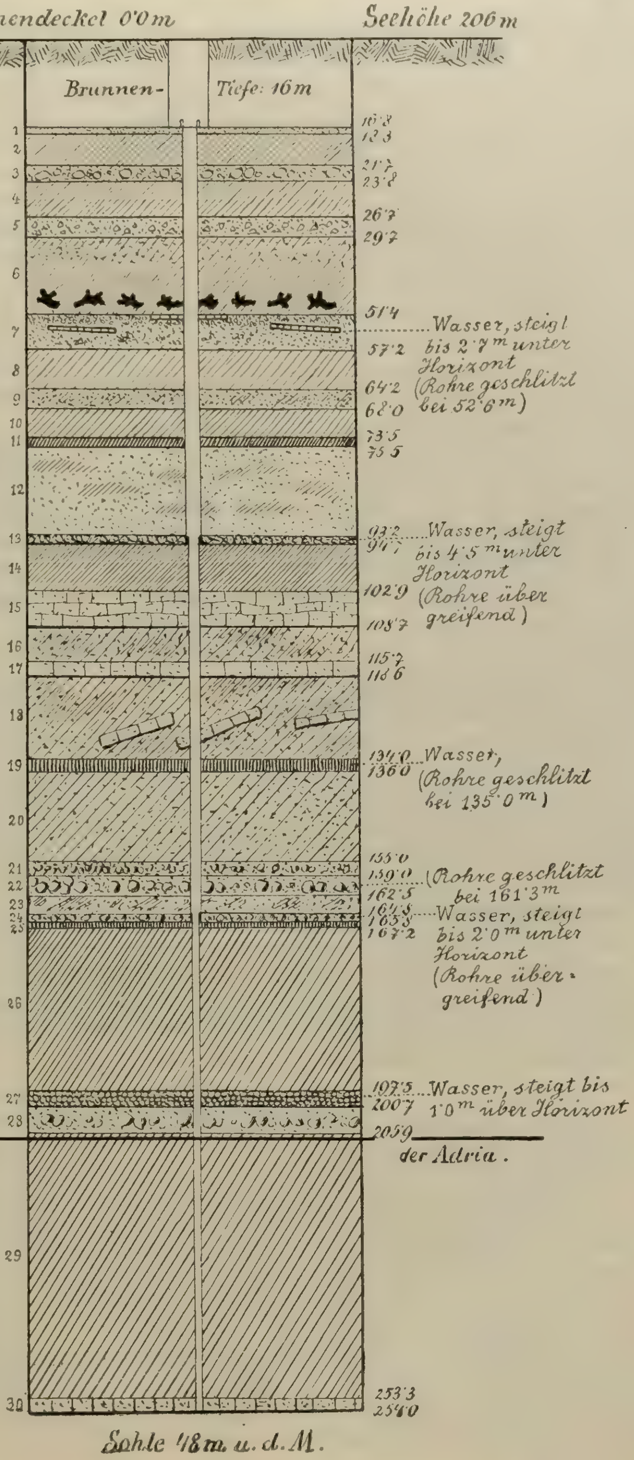


Fig. 2.

Kesselhaus-brunnen.

Nach der Original-aufnahme des Herrn Ingen. R. Latzel. Wien.

abzuschneiden, herauszuziehen, und dem Bohrloch nur eine einfache teleskopartige Verrohrung zu belassen. Demgemäss wurden die 83 *mm* lichten Rohre bei 166·2 *m* und die 106 *mm* lichten bei 94 *m* abgeschnitten und die in der nächstgrösseren Verrohrung befindliche Partie aus der Bohrung gezogen. Nach Ausführung des Schnittes auf 166·2 *m* sank das Wasser, welches früher 1 *m* über Horizont stand, auf 1 *m* unter Horizont, es ging also Wasser von 200·7 *m* bei 165·8 *m* verloren. Beim Schnitte auf 94 *m* sank das Wasser gar auf 2 *m*, es nahm also auch diese geöffnete Schichte Wasser auf[1])."

Von Temperaturmessungen liegt mir nichts anderes vor als die Angabe, dass im E. B. das Wasser aus einer Tiefe von 256 *m*, welches bis 8·19 *m* unter Brunnendeckel stieg, eine Temperatur von 15° C. besass. Es überstieg damals die mittlere Jahrestemperatur Wiens (9·6° C.) um 5·4° C. und ist heute noch als thermales Wasser zu betrachten[2]).

Das Profil des neuen Mühlbrunnens übergehe ich, weil dasselbe nichts geologisch Interessantes bietet, sowohl was die Schichtfolge als die Wasserverhältnisse anbelangt. Angeblich soll die Grenze zwischen brackischen und marinen Schichten im letztgenannten Brunnen wie in dem Brunnen in der Leopoldigasse bei 50 *m* (?) liegen.

Bemerkenswerth ist die Thatsache, dass es Herrn Ingenieur R. Latzel geglückt ist, die im tiefen und grossen Brunnen aufgeschlossenen Schichten und mit ihnen die wasserführenden Straten in dem weiter gegen das Randgebirge zu gelegenen eisernen Brunnen wieder aufzufinden, der von den beiden anderen ca. 100 *m* entfernt ist. Gewöhnlich pflegen die wasserführenden Schichten im inneralpinen Wiener Becken sehr unbeständig zu sein, und selbst auf kurze Distanzen gelingt es mitunter nicht, die Schichten des einen Bohrloches in einem anderen wieder zu finden[3]), wie dies z. B. beim Mühlbrunnen und Kesselhausbrunnen der Fall ist. Es zeigt sich hier wieder, dass es ganz unmöglich ist, mit Sicherheit voraussagen zu können, von welchem Erfolge eine Bohrung am Rande des Wiener Beckens begleitet sein wird; es bleibt dem Zufalle überlassen, die wasserführenden Straten eines Brunnens in einem zweiten wieder aufschliessen zu können, was aus dem Grunde, dass der Rand des Beckens von zahlreichen peripherischen Brüchen durchsetzt ist, auch gar nicht anders zu erwarten steht[4]).

---

[1]) Frh. v. Jacquin, Die gebohrten Quellbrunnen in Niederösterreich. Zeitschr. f. Physik u. Math., herausgeg. von Baumgartner und von Ettingshausen, Wien 1830. E. Suess, l. c. pag. 270.

[2]) Von den 41 Brunnen, die v. Jacquin (l. c.) anführt (Verzeichniss der in und bei Wien bestehenden Springquellbrunnen im Juni 1830), besass nur einer (Nr. 5, Gumpendorf, Annagasse Nr. 159), der eine Tiefe von 75·8 *m* erreichte, eine Temperatur von 14° C. Die durchschnittliche Temperatur der anderen Brunnenwässer betrug in anderen Tiefen 12·5° C. Näheres bei Spasky, Berechnungen der in der Umgebung von Wien angestellten Beobachtungen über die Temperatur artesischer Brunnen. Poggendorff's Annalen 1834, Bd. XXXI, pag. 365.

[3]) F. Karrer, l. c. pag. 13.

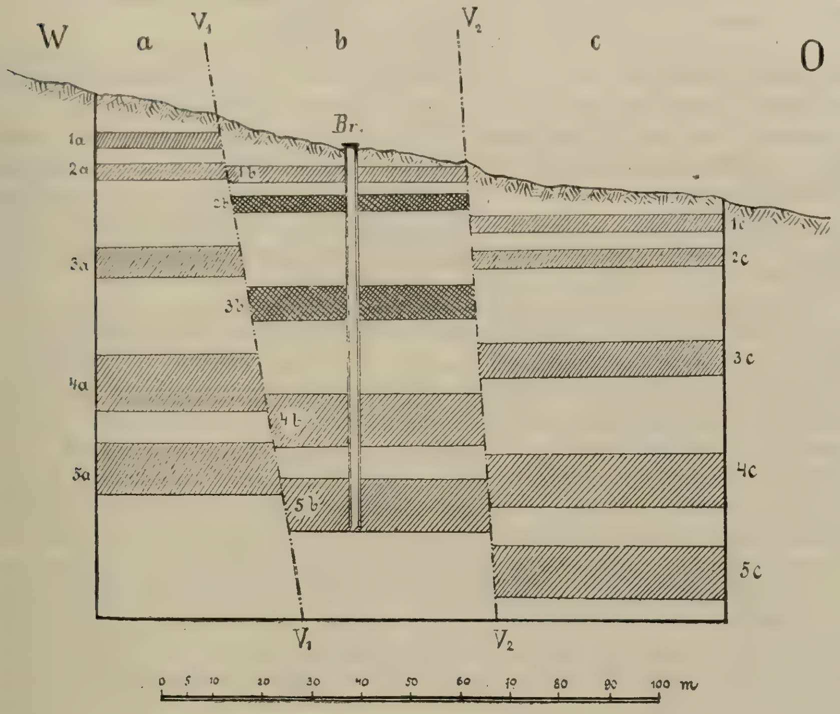
[4]) Th. Fuchs, Ueber eigenthümliche Störungen in den tertiären Bildungen des Wiener Beckens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XXII. Bd., 1872, u. a. O.
F. Karrer, l. c. pag. 13.
E. Suess, l. c. pag. 20.

Eine natürliche Folge dieser Senkungen gegen das Innere des Beckens ist die Thatsache, dass sehr häufig das plötzlich angefahrene Wasser mit grosser Gewalt und in grosser Menge über den Horizont emporsteigt und nach kurzer Zeit wieder sinkt. (Vgl. Jacquin l. c.,

Fig. 3.

Theoretisches Profil durch einen Theil des inneralpinen Wiener Beckens.

(Westlicher Rand.)



Erklärung:

Die weiss gelassenen Schichten bedeuten die wasserundurchlässigen Tegel, die einfach schraffierten die wasserführenden Sande und Schotter, die doppelt schraffierten die isolierten Straten (2*b* und 3*b*).

Die Schichten haben sich längs den Verwerfungen V_1 und V_2 abgesetzt und zwar ist *b* um 8 *m* gegen *a*, *c* um 13 *m* gegen *b* abgesunken.

Karrer l. c., Suess l. c. u. A.) Es beruht dies jedenfalls darauf, dass die wasserhältige Schicht eines abgesunkenen Theiles mit der Hauptwasserschicht nicht communiciren kann, weil sie aus derselben herausgerissen und rings von Tegelmassen abgesperrt ist. (Fig. 3, 2*b* und 3*b*.) In Folge dessen wird aus dieser Schicht, wenn sie an-

gefahren wird, das Wasser mit grosser Gewalt emporsteigen, bis das überschüssige Wasserquantum ausgeflossen ist; ist dieser Fall eingetreten, so wird der Wasserstand im Brunnen rapid fallen. Wird dann eine tiefere, wasserführende Schicht geöffnet (z. B. 4*b* und 5*b*), so wird in dem Falle, dass dieselbe mit den anderen wasserführenden Straten der benachbarten abgesunkenen Theile communiciren kann, das Wasser hoch emporsteigen; wird die Verbindung dieser mit der früher angefahrenen isolirten Schicht (durch Schlitzung der Rohre o. dgl.) hergestellt, so wird sich das Wasser aus der tieferen Schicht in der höheren verlieren und der Wasserstand sinken. Ist aber die Wasserzufuhr anhaltend, so wird der Wasserstand im Brunnen längere Zeit hindurch sich in derselben Höhe erhalten.

Complicirter werden die Verhältnisse oft noch dadurch, dass bei Brunnengrabungen, z. B. nach Durchstossung einer Sandsteinplatte, auf welche erfahrungsgemäss immer Wasser folgt (Jacquin l. c., Suess l. c.) durch die emporstürzenden Wassermassen eine grosse Menge Gesteins mitgerissen wird, wodurch Höhlungen und infolge dessen Einstürze entstehen, die weiteren Grabungen ein Ziel setzen.

Schon Jacquin hat deshalb auf die Nothwendigkeit hingewiesen, tiefere Brunnen gut auszumauern oder zu verrohren, um den nachtheiligen Folgen von Einstürzen vorzubeugen.

Hauptsächlich scheint also der Erfolg von artesischen Brunnenbohrungen im inneralpinen Wiener Becken davon abzuhängen, dass keine isolirten Straten geöffnet werden, und dass, wenn dies unvermeidlicherweise geschehen ist, dieselben wieder geschlossen werden, nachdem man sich durch das binnen kurzer Zeit nach der Aufschliessung eintretende rapide Fallen des Wasserstandes davon überzeugt hat, dass man es mit einer isolirten Strate zu thun hatte, in welche kein Wassernachfluss stattfindet.

Wie dies bei den am Rande des Beckens ausgeführten Bohrungen fast immer der Fall zu sein pflegt, ergeben die Brunnenprofile einen auffallend häufigen Wechsel der Gesteinssorten. Nach Suess [1]) wiederholen sich dieselben meist in bestimmter Reihenfolge, u. zw. zuoberst gewöhnlich:

a) fester blauer Tegel von grösserer Mächtigkeit,
b) sandiger blauer Tegel von grösserer oder geringerer Mächtigkeit,
c) Sand,
d) Schotter, darauf wieder *a*) Tegel u, s. f.

Dieser Schichtcomplex, den Suess ein System nennt, kann auch ersetzt werden durch:

Tegel, entsprechend den Gliedern $a + b$,
Steinplatte entsprechend den Gliedern *c*,
Wasserführende Schicht, entsprechend dem Gliede *d*,

[1]) E. Suess, l. c. pag. 261.

wo ebenfalls das Gesetz gilt: 1. dass das Korn des Materiales von unten nach oben abnimmt und 2. dass die wasserführende Schicht an der Basis jedes Systems auftritt, also immer auf dem wasserundurchlässigen Tegel liegt.

Nach diesem Vorgange erhalten wir in den Profilen der Brunnengruppe des E. B., T. B. und G. B. folgende Systeme:

I.

Eiserner Brunnen (E. B.), Tiefer Brunnen (T. B.). Grosser Brunnen (G. B.).

Oben: Schutt.

1. System. (E. B.) Tegel mit Concretionen und Sandsteinplatte (0·50 *m*); Schwimmsand. — (T. B.) Schliess, Tegel; Schotter und Sand. — (G. B.) Schliess, Tegel, Sandsteinplatte; Schotter und Sand. — W.[1].

2. System. (E. B., T. B., G. B.) Tegel; Conglomerat und Schotter. Fossilien: *Turritella vindobonensis Partsch* (= *T. turris Bast.*). — W.

3. System. (E. B., T. B., G. B.) Tegel; Schotter und festes Conglomerat. — W.

4. System. (E. B.) Schliess, weicher Tegel, Sandsteinplatte; Schotter, Schliess. — (T. B., G. B.) Schliess und Tegel; Sand. — W.

5. System. (E. B.) Fester Tegel, tegeliger Sand; Rescher Sand mit viel Conchylien. — (T. B., G. B.) Tegel; Rescher Sand.

6. System. (E. B.) Abwechselnd fester und weicher Tegel, Sandsteinplatte (0·20 *m*); Sand. — (T. B., G. B.) Tegel; Sand. — W.

7. System. (E. B., T. B., G. B.) Tegel; Schotter und Conglomerat. — W.

8. System. (E. B.) Tegel und Schliess, Raude, Sand (Linse), Tegel; Schotter und Sand, abwechselnd rescher und verhärteter Sand. — (T. B.) Tegel, Sandsteinplatte (0·10 *m*); Sand und Schotter. — (G. B.) Tegel; Sand und Schotter, vorwaltend Sand.

9. System. (E. B.) Tegel mit Sand und Schottereinlagerungen; Sand und Schotter, verhärteter Sand. — (T. B.) Tegel mit Sandlagen von geringer Mächtigkeit; Sand. — (G. B.) Tegel; Sand. — W.

10. System. (E. B.) Tegel mit vielen, wenig mächtigen Sand- und Schottereinlagerungen, u. zw.: Tegel, Sand, Tegel, Sand, Tegel, Schotter, sandiger Tegel, loser Sand, Tegel, loser Sand, Tegel, loser Sand; Schotter. — (T. B.) Tegel mit Sand und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit, Sandsteinplatte, (0·20 *m*); Sand und tegeliger

---

[1]) W = Wasser. Nachdem an der Basis jedes Systems Wasser auftritt, wurden hier nur die besonders wasserreichen Schichten berücksichtigt.

Sand, zweite Sandsteinplatte (0·30 *m*); Schotter. — (G. B.) Tegel mit Sand und Schotterlagen; Schotter — W. — Mächtigkeit des Systems: 12·4 *m*.

11. System. Tegel mit vielen Sand- und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit (ob mehrere Systeme?), u. zw. im E. B.:

a) Tegel, Schliess, Tegel; Sand.
b) Tegel; Sand und Schotter, loser Sand, Schotter.
c) Schliess, Tegel; Schotter.
d) weicher, dann harter Tegel; Schotter.
e) Tegel; Schotter, Sand.
f) Tegel; Sand und Schotter, Sand.
g) Tegel, Sand, Tegel; Sand, Schotter. — W.

Im Brunnenprofile des T. B. ist nur folgende Bemerkung über diesen Abschnitt angegeben; Tegel mit vielen Sand- und Schotterlagen, Lignit (1·5 *m*) im Tegel; Schotter. Das Profil des G. B., welches mit diesem Systeme endet, ist bis auf das Fehlen des Lignits mit dem des T. B. identisch. Ich glaube, dass hier thatsächlich mehrere Systeme vorliegen; es ist aber aus dem Grunde, dass durch eine Vergleichung mit den anderen Profilen nicht festgestellt werden kann, ob wir es in diesen Fällen mehr mit linsenförmigen Einlagerungen von Schotter und Sand oder mit regelmässigen Sand- und Schotterschichten zu thun haben, ganz unmöglich, etwas Bestimmtes darüber zu sagen.

12. System. (E. B., T. B.) Tegel; Sand, Schotter und Conglomerat. — W. Sohle des T. B.

13. System. Tegel, Schotter und Sand.

14. System. Tegel; Schotter und Sand.

15. System. Tegel; Sand.

16. System. Tegel; Conglomerat, an der unteren Grenze gegen den Tegel durch ein quarziges Bindemittel verfestigt. — W. —

17. System; Tegel; Conglomerat.

18. System; Tegel; Schotter.

Daraus folgt nun, dass während der Zeit, in der diese im E. B. in einer Mächtigkeit von 279·70 *m* durchstossenen Schichten abgesetzt wurden, mindestens 18 grössere Störungen die allgemeine Ruhe der Ablagerung[1]) unterbrochen haben, so zwar, dass sich vom Ufer her das grobkörnige Material auf dem feinkörnigen Tegel der tieferen Partien des Meeres ausbreitete, bis sich bei zunehmender Feinkörnigkeit des Sedimentes wieder eine Tegellage einstellte u. s. f.

Für das Profil des Kesselhausbrunnens erhalten wir folgende Theilung:

Oben: Schutt.

1. System. Sand, noch zur vorhergehenden Bildung gehörig, dann weicher Tegel; darunter Schwimmsand mit grossen Blöcken.

[1]) E. Suess, l. c. pag. 260.

2. System. Tegel; Kalksteinschotter und Sand.

3. System. Tegel, oben sandig, nach unten verhärtet, mit Ligniten, dann Sandsteinplatte; grober Schotter, Sand. — W.

4. System. Tegel; feiner, thoniger Sand.

5. System. Tegel, weiche Mergelplatte (2 *m*), thoniger, feiner Sand mit Tegellagen; Mergel und Schotter. — W.

6. System. Fester Tegel, Sandsteinplatte (5·80 *m*), sandiger Tegel mit unzusammenhängenden (?) Sandsteinplatten; Mergel und Schotter. Ob mehrere Systeme? Mächtigkeit der Schichtgruppe: 41·3 *m*. — W.

7. System. Tegel; Sand und Schotter, grober Schotter. — W.

8. System. Tegel mit Sandlinsen; Schotter, Mergel. — W.

9. System. Tegel; Conglomerat, Schotter und Sand. — W.

10. System. Tegel; fester Sandstein.

Diese Systeme mit dem aus den Profilen der Brunnengruppe des E. B. in Einklang zu bringen, ist, wie schon oben erwähnt, nicht möglich. Die Wasserstände ergeben ganz abweichende Resultate; das Wasser des Kesselhausbrunnens stieg im Anfang von 200·7 *m* bis 1 *m* über den Horizont, was bei den vorerwähnten Bohrungen nicht in einem einzigen Falle stattfand, obwohl die Verbindungslinie derselben mit dem Kesselhausbrunnen nahezu im Streichen der Schichten liegt. Es scheinen zwischen der Thaliastrasse und Ottakringerstrasse nicht nur auf die Strassenrichtung senkrecht stehende nordsüdliche, sondern auch mit dieser parallele ostwestliche Brüche das Terrain zu durchsetzen.

Der Cuvelageschacht, welcher 244·20 *m* in den Sedimenten der II. Mediterranstufe verläuft, eine Mächtigkeit, die bisher bei Bohrungen in den marinen Ablagerungen des Wiener Beckens noch nicht erreicht worden war, reicht nicht bis auf das Grundgebirge [1]). Ein artesischer Bohrversuch im Wasserstationsgebäude von Vöslau a. d. Südbahn, welcher 158 *m* im Tegel verlief, erreichte ebenfalls nicht das Grundgebirge [2]). Da diese beiden Bohrungen an den Rändern des Beckens [3]) ausgeführt

[1]) Ueber dem Grundgebirge (Wiener Sandstein) tritt in einem Brunnen in Ottakring nach E. Kittl (Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseums Wien 1887, II. Bd.) zuerst ein Tegel mit Landschnecken auf, der also die tiefsten Ablagerungen der II. Mediterranstufe im Wiener Becken charakterisiren würde. — Vgl. dar. auch E. Suess, „Der Boden der Stadt Wien und sein Relief, S. A. a. d. Geschichte der Stadt Wien, herausgegeben v. Alterthumsvereine in Wien 1897.

[2]) F. Karrer l. c. pag. 11.

[3]) Der Strandcharakter spricht sich auch durch das Verhältniss der Mächtigkeit der durchstossenen Tegelschichten zu jener der Sand- und Schotterlagen aus. Im eisernen Brunnen beträgt die Gesammtmächtigkeit der ersteren 155 *m*, es sind also nur 55% der Ablagerungen (mit Abrechnung der obersten Schuttlage von 2 *m* i. G. 278 *m* ca.) als Tegel entwickelt. Dieses Verhältniss ist nur an einer in der Nähe der Küste gelegenen Stelle möglich.

wurden, lässt sich vermuthen, dass die Mächtigkeit des marinen Tegels gegen das Centrum des Beckens hin eine noch weit höhere Mächtigkeit als 250 *m* erreichen dürfte.

Die Fauna der Sande von Ottakring.

Ausser vereinzelten Angaben über das Vorkommen von Turritellen, nach welchem Herr Ing. R. Latzel die Grenzen der brackischen und marinen Sedimente zu constatiren in der Lage war, liegt mir von Fossilien oder Bohrproben nichts anderes vor als eine Suite von mehreren Tausend Conchylien etc., welche aus der überaus fossilreichen Sandschicht stammen, die im E. B. (72·9—76·1 *m*), T. B. (94·4—98·2 *m*) und G. B. (94·7—98·6 *m*) durchstossen wurde. Weitaus die grösste Menge der Fossilien stammt aus dem Cuvelageschachte (= E. B.), wo die fossilreiche Schicht unter Aufsicht von Herrn Ing. R. Latzel ausgebaggert wurde. Infolge dieses Verfahrens sind denn auch die meisten Fossilien prachtvoll erhalten. Mir standen die Sammlungen des Herrn Ing. R. Latzel, des Herrn Hess, sowie die reichen Collectionen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, welch' letztere im Auftrage von Herrn Director Th. Fuchs gemacht worden waren, zur Verfügung. Vor Allem verdanke ich es dem Entgegenkommen des Herrn Prof. Dir. Th. Fuchs, welcher mir in liebenswürdigster Weise das Material zur Bearbeitung überliess, die Fauna in annähernder Vollständigkeit zusammenstellen zu können. Die Mollusken sind nach M. Hoernes[1]) und R. Hoernes[2]), die Korallen und Bryozoen nach von Reuss[3]) und Manzoni[4]) bestimmt.

In der nun nachfolgenden Uebersicht seien die Arten angeführt, welche der Sand enthielt[5]):

---

[1]) M. Hoernes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, Abh. d. k. k. geol. R.-A., III. u. IV. Bd.

[2]) R. Hoernes und M. Auinger, Die Gastropoden der marinen Ablagerungen der I. u. II. Mediterranstufe in der österr.-ungar. Monarchie (inclus. *Pleurotoma*), Abh. d. k. k. geol. R.-A., XII. Bd.

[3]) A. E. Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens, Haidinger's naturw. Abh., II. Bd.

Derselbe. Die fossilen Korallen des österr.-ung. Miocäns. Denkschriften der k. Akademie der Wissensch., XXXI. Bd., 1872.

Derselbe. Die fossilen Bryozoen des österr.-ung. Miocäns. Denkschriften der k. Akademie d. Wissensch., XXXIII. Bd., 1874.

[4]) A. Manzoni, I Briozoi fossili del Miocene d'Austria et Ungheria. Denkschriften der k. Akademie d. Wissensch., XXXVII. u. XXXVIII. Bd., 1877—78.

[5]) Die in der Uebersicht gebrauchten Abkürzungen sind: h = häufig, hh = sehr häufig, s = selten, ss = sehr selten. Die Häufigkeit ist den genannten Werken, zum Theile den Collectionen des k. k. naturhist. Hofmuseums und der Tabelle von K. A. Redlich (Eine neue Fundstelle miocäner Conchylien in Mähren — Pulgram bei Saitz, Verh. der k. k. geol. R.-A. 1893) entnommen.

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Gasteropoden.					
Conus.					
Lithoconus Mercati Brocc.	*s s*	—	*h*	*s*	
„ Moravicus R. Hoern.	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
Leptoconus Puschi Micht.	*s s*	*s*	*s*	—	
„ Dujardini Desh.	*s*	*h*	*h*	—	
„ Brezinae R. Hoern.	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
Rhizoconus ponderosus Brocc.	*s*	*s*	*s*	*s*	
Chelyconus cfr. Enzesfeldensis R. Hoern.	*s s*	*s s*	*s*	*s*	Der linke Mundrand und die Spindel abgebrochen.
„ fuscocingulatus Bronn	*s*	—	—	—	
„ vindobonensis Partsch	*h*	*hh*	*hh*	*s*	
„ ventricosus Bronn	*h*	*h*	*h*	*h*	
Ancillaria.					
Ancillaria glandiformis Lam.	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
Cypraea.					
Luponia fabagina Lam.	*s s*	*s s*	—	—	
Trivia europaea Mont.	*s s*	*s s*	*s s*	—	
Erato.					
Erato laevis Don.	*s*	*h*	*s*	—	
Ringicula.					
Ringicula buccinea Desh.	*hh*	*s*	*s*	*s*	
Voluta.					
Voluta ficulina Lam.	*s*	—	—	—	Von Ottakring liegen fünf wohlerhaltene Exemplare und mehrere Bruchstücke vor.
Mitra.					
Mitra fusiformis Brocc.	*s*	*h*	*h*	—	
Nebularia scrobiculata Brocc.	*s*	*h*	*h*	—	
Costellaria Borsoni Bell.	*h*	*h*	—	—	
Columbella.					
Columbella curta Duj.	*s*	*s*	*s*	*s*	
Mitrella fallax R. Hoern.	*h*	*hh*	*h*	*h*	
Terebra.					
Acus fuscata Brocc.	*h*	*s*	*h*	*h*	
„ pertusa Bast.	*s*	*s*	*s*	—	
Terebra Basteroti Nyst.	*s*	*s*	*s*	*s*	

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Buccinum.					
Eburna Brugadina Grat.	*s*	—	*s*	—	
Niotha Schönni R. Hoern. et M. Auing.	*s*	*s*	*s*	*s*	Varietät mit nur unmerklich verdicktem rechten Mundrande. (Vergleiche R. Hoernes, l. c.)
Zeuxis restitutiana Font.	*h*	*h*	—	—	
Uebergänge von *Zeuxis restitutiana Font.* zu *Zeuxis Hoernesi May.*	*h*	*h*	—	—	
Zeuxis Hoernesi May.	*h*	*h*	*s*	—	
Caesia limata Chemn.	*h*	*h*	*h*	*h*	
„ *vulgatissima May.*	*h*	*hh*	—	—	
Tritia Rosthorni Partsch	*h*	*ss*	*hh*	*hh*	
„ *spec. aff. Rosthorni Partsch*	*ss*	—	—	—	Durch die vollkommen kugelrunde Form dem *Bucc. (Tritia) conglobatum Brocc.* sehr ähnlich. (Vergleiche M. Hoernes, l. c.)
„ (?) *Toulae M. Auing.*	*ss*	*ss*	—	—	
„ *Vindobonensis May.*	*h*	*h*	*hh*	*hh*	
Cassis.					
Cassis saburon Lam.	*s*	*s*	*hh*	*hh*	Zwei Bruchstücke von sehr grossen Exemplaren.
Strombus.					
Strombus coronatus Defr.	*s*	—	—	—	Gewöhnlich stark abgerollt.
„ *Boneliii Brong.*	*s*	*hh*	*hh*	*hh*	Jugendform.
Chenopus.					
Aporrhais alatus Eichw.	*h*	*h*	*h*	*h*	
„ *pes pelecani Phil.*	*s*	*s*	*s*	*s*	
Triton.					
Simpulum Tarbellianum Grat.	*s*	*h*	*h*	*s*	
Murex.					
Murex spinicosta Bronn	*ss*	—	*s*	*s*	Bruchstück eines grossen Exemplars.
Chicoreus Aquitanicus Grat.	*ss*	*ss*	*s*	—	
Vitularia lingua-bovis Bast.	*s*	*s*	*s*	—	
Occenebra sublavatus Bast.	*s*	*s*	*s*	*s*	
„ *caelatus Grat.*	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
„ *craticulatus Linn.*	*ss*	*ss*	*s*	*s*	
Typhis.					
Typhis tetrapterus Bronn	*s*	*h*	*h*	*h*	

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Pyrula.					
Pyrula condita Brong.	*s*	*s*	*s*	*h*	
Fusus.					
Fusus Valenciennesi Grat.	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
Cancellaria.					
Cancellaria Westiana Grat.	*s s*	—	*s s*	*s s*	
" *Austriaca R. Hoern.*	*s s*	—	—	—	Aus Drnowitz und Niederleis bekannt.
Trigonostoma scrobiculata M. Hoern.	*s*	*s*	*s*	*s*	In der Sammlung des Herrn Ing. R. Latzel.
" *lyrata Brocc.*	*h*	—	—	—	Selten im Badener Tegel.
Pleurotoma.					
Pleurotoma coronata Münst.	*s s*	—	—	—	Häufig in Baden, Möllersdorf, Vöslau.
Surcula Reevei Bell.	*s*	*s*	*s*	*s*	
Drillia pustulata Brocc.	*h*	*s*	*hh*	*hh*	
" *crispata Jan.*	*h*	*h*	—	—	
Clavatula granulato-cincta Münst.	*h*	*h*	*hh*	*hh*	
" *Jouanetti Desm.*	*s*	*h*	*h*	*h*	
Oligotoma pannus Bast.	*s*	*h*	*s*	*s*	
Mangelia Vauquelini Payr.	*s*	*h*	*s s*	—	
Raphitoma submarginata Bell.	*s s*	*s s*	—	—	Bisher nur aus Steinabrunn bekannt.
" *harpula Brocc.*	*s*	*s*	—	—	
Cerithium.					
Cerithium lignitarum Eichw.	*s*	*s*	*s s*	—	
" *Bronni Partsch.*	*h*	*hh*	*s s*	—	
" *crenatum Brocc. var.*	*s*	*s*	*s*	—	
" *scabrum Olivi*	*hh*	*hh*	—	—	
" *Schwartzi M. Hoern.*	*s s*	*hh*	—	—	
Turritella.					
Turritella Archimedis Brong.	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	Die weitaus grösste Menge (ca. 400.000 Exemplare) steht in der Mitte zwischen *T. Archimedis Brong.* und *T. turris Bast.*; es sind diese Arten durch alle Uebergänge miteinander verbunden. Gewöhnlich weisen die oberen Umgänge durch das Auftreten zweier stark ausgeprägter Reifen auf *T. Archimedis Brong.*, das Verschwinden derselben auf den unteren Umgängen auf *Tur. turris Bast.* hin.
Turritella turris Bast.	*hh*	*h*	*hh*	*hh*	

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Phasianella.					
Phasianella Eichwaldi M. Hoern.	*hh*	*hh*	*s s*	—	
Turbo.					
Turbo rugosus Linn.	*s s*	*hh*	*s s*	—	
Monodonta.					
Monodonta angulata Eichw.	*hh*	*hh*	*s*	*s*	
Adeorbis.					
Adeorbis Woodi M. Hoern.	*s s*	*s*	*s s*	—	In den Sanden von Gainfahrn in einem Exemplar von mir gefunden.
Xenophora.					
Xenophora Deshayesi Micht.	*s s*	*s s*	*s*	*s s*	Mit anhaftenden Geröllstücken von Wiener Sandstein.
Trochus.					
Trochus fanulum Gmel.	*s s*	*h*	*s s*	*s s*	
„ *Celinae Andrz.*	*s s*	*s*	—		
„ *turricula Eichw.*	*hh*	*hh*	—	—	
„ *patulus Brocc.*	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
Scalaria.					
Scalaria clathratula Turt.	*s s*	*s s*	—	—	Durchmesser des vorliegenden grösseren Exemplars, am letzten Umgang gemessen: 6 *mm.* Das von M. Hoernes (l. c.) zur Abbildung gebrachte Exemplar hat einen Durchmesser von 3 *mm.*
„ *spec. aff. lanceolata Brocc.*	*s s*	—	—	—	
Vermetus.					
Vermetus arenarius Linn.	*h*	*h*	*hh*	*hh*	
„ *intortus Lam.*	*h*	*h*	*hh*	—	
Pyramidella.					
Pyramidella plicosa Bronn.	*s s*	*s*	—	—	
Odontostoma.					
Odontostoma plicatum Mont.	*s*	*s*	—	—	

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Turbonilla.					
Turbonilla gracilis Brocc.	s	s	s	s	
„ *subumbilicata Grat.*	s s	s	—	s	
Actaeon.					
Actaeon semistriatus Fér.	s s	—	s s		
„ *pinguis d'Orb.*	s s	s s	—	—	
Sigaretus.					
Sigaretus haliotoideus Linn.	s	—	s	s	
Natica.					
Natica millepunctata Lam.	hh	hh	hh	hh	Mit wohlerhaltener Farbenzeichnung wie die nächstfolgende Art nicht selten.
„ *redempta Lam.*	h	s	hh	hh	
„ *Josephinia Risso*	s	s	s	s	
„ *helicina Brocc.*	s	s	—	—	
Nerita.					
Nerita picta Fér.	s s	hh	s	—	
Eulima.					
Eulima polita Linn.	h	h	s	—	
„ *subulata Don.*	s s	s s	s s	—	
Rissoina.					
Rissoina decussata Mont.	hh	hh	s	s	
„ *Loueli Desh.*	s	s	—	—	
„ *pusilla Brocc.*	s	hh	s	s	
Rissoa.					
Rissoa Mariae d'Orb.	s	h	—	s	
„ *Moulinsi d'Orb.*	h	h	s	s	
„ *Lachesis Bast.*	hh	hh	hh	hh	
„ *Clotho M. Hoern.*	s	s	—	s s	
„ *costellata Grat.*	h	h	h	h	
„ *planaxoides Desm.*	s s	h	s	s	
Bulla.					
Bulla utricula Brocc.	s s	s s	—	—	
„ *miliaris Brocc.*	s	s	s s	—	
„ *conulus Desh.*	h	s	s	—	
„ *Brocchii Micht.*	s s	—	—	—	Aus dem Wiener Becken nur von Niederkreuzstätten bekannt.
„ *convoluta Brocc.*	s s	s s	—	—	
„ *Lajonkaireana Bast.*	s s	s	—	—	

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Crepidula.					
Crepidula gibbosa Defr.	s s	s s	—	—	
„ *unguiformis Lam.*	h	h	h	h	
Calyptraea.					
Calyptraea Chinensis Linn.	h	h	h	h	
„ *nov. spec. aff. depressa Lam.*	s s	—	—	—	Bruchstück. Die concentrisch angeordneten dachfensterartigen Dornen bilden keine Radialstreifen.
Fissurella.					
Fissurella Graeca Linn.	s s	—	—	—	Im Wiener Becken bisher nur von Pötzleinsdorf bekannt.
Dentalium.					
Dentalium mutabile Dod.	s s	hh	—	—	
„ *entalis Linn.*	s s	s s	—	—	
„ *incurvum Renn.*	hh	hh	—	—	
Bivalven.					
Polia.					
Polia legumen Linn.	s s	—	—	—	In den feinkörnigen Sedimenten der I. Mediterranstufe häufig. — Ein sehr schönes Exemplar fand ich in den Sanden von Vöslau.
Psammosolen.					
Psammosolen strigilatus Linn.	s s	—	s s	s s	Ein sehr schönes, mit Farbenzeichnung erhaltenes Exemplar in der Sammlung des Herrn Ing. R. Latzel.
Panopaea.					
Panopaea Menardi Desh.	s	s	h	h	Bruchstücke.
Corbula.					
Corbula carinata Duj.	hh	hh	h	h	
Ervilia.					
Ervilia pusilla Phil.	h	h	h	-	
Tellina.					
Tellina ventricosa M. d. Serres	h	—	h	—	Grund.
Venus.					
Venus umbonaria Lam.	s		.	—	Pötzleinsdorf, Speising, Grund.
„ *islandicoides Lam.*	s s		--		Grund, häufig in Sedim. d. I. Mediterranstufe.

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Venus multilamella Lam.	*s*	—	*h*	*h*	
„ *plicata Gmel.*	*h*	—	*h*	*h*	
„ *Basteroti Desh.*	*ss*	—	*h*	*h*	
„ *scalaris Bronn.*	*ss*	*s*	—	—	
Cytherea.					
Cytherea Pedemontana Ag.	*h*	—	—	—	In Pötzleinsdorf, Speising, häufig. Die Ottakringer Exemplare ähneln in der Form stark den Exemplaren von Grund und Enzesfeld.
Cardium.					
Cardium hians Brogg.	*ss*	–	—	*h*	Bruchstücke.
„ *discrepans Bast.*	*s*	*s*	*s*	*s*	Mehrere Bruchstücke.
„ *Turonicum May.*	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
„ *papillosum Poli*	*h*	*h*	*h*	—	
Chama.					
Chama gryphina Linn.	*s*	*h*	*s*	—	
Lucina.					
Lucina incrassata Dub.	*h*	*h*	*h*	—	
„ *columbella Lam.*	*hh*	*hh*	*h*	—	
„ *dentata Bast.*	*h*	*h*	*h*	—	
Cardita.					
Cardita Jouanetti Bast.	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
„ *Partschi Goldf.*	*hh*	*hh*	*h*	—	
Astarte.					
Astarte triangularis Mont.	*s*	*hh*	—	—	
Nucula.					
Nucula nucleus Linn.	*h*	*h*	*h*	—	
Leda.					
Leda fragilis Chemn.	*h*	*h*	*h*	—	
Pectunculus.					
Pectunculus pilosus Linn.	*hh*	*hh*	*hh*	*hh*	
„ *obtusatus Partsch*	*h*	*h*	*h*	–	

	Ottakring	Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld	Anmerkungen
Arca.					
Arca Noae Linn.	*ss*	*s*	*s*	—	
„ *Turonica Duj.*	*hh*	*h*	*h*	*h*	
„ *diluvii Lam.*	*h*	*hh*	*hh*	*hh*	
Modiola.					
Modiola condita May.	*ss*	—	*s*	—	
„ *biformis Reuss.*	*ss*	*s*	*s*	—	
Pinna.					
Pinna tetragona (?) Bast.	*ss*	*h*	*h*	—	Bruchstücke.
Pecten.					
Pecten Besseri Andrz.	*hh*	*h*	*h*	*h*	
„ *substriatus d'Orb.*	*s*	*h*	*h*	—	
Ostrea.					
Ostrea digitalina Dub.	*hh*	*hh*	*hh*	—	
Anomia.					
Anomia costata Brocc.	*h*	*s*	*s*	*s*	
„ *striata Brocc.*	*ss*	*s*	—		Dornbach und Sievering.

Ausserdem fanden sich im Schlämmrückstande noch zwei Fragmente einer Gehäuseröhre von *Clavagella spec.*, und zwar dürften dieselben von dem unteren Ende der Röhre stammen, worauf die dichotome Verzweigung hindeutet.

In dem reschen Sande, der aus hellgrauen, ziemlich groben Quarzkörnern besteht, fanden sich ausser Trümmern von *Nullipora ramosissima Reuss*, Otolithen, Cidariten- und Krabbenresten, sowie einigen Bruckstücken von Ostracoden zahlreiche abgerollte Splitter von Coniferenholz[1]), Bruchstücke von Coniferenzapfen und die Spindel eines solchen; ferner folgende Arten:

Korallen.

Flabellum Vindobonense nov. spec.
Siderastraea crenulata Blainv.

Bryozoen.

Salicornaria farciminoides Johnst.
Lepralia coccinea Johnst.
„ *Haueri Reuss.*
„ *spec. cfr. crassa Reuss.*
„ *spec. aff. insignis Reuss.*
Membranipora loxopora Reuss.
„ *incompta Reuss.*
Celleporaria globularis Bronn.
Eschara ampla Reuss.
Cupularia Haidingeri Reuss.
Defrancia stellata Reuss.
„ *socialis Reuss.*
„ *formosa Reuss.*
Tubulipora dimidiata Reuss.
Idmonea pertusa Reuss.

Foraminiferen.

Plecanium Mariae d'Orb. Bruchstück.
„ *abbreviatum d'Orb. spec.*
Biloculina simplex d'Orb.
Triloculina gibba d'Orb.
„ *austriaca d'Orb.*
„ *inflata d'Orb.*
Quinqueloculina pauperata d'Orb.
„ *sim. pauperata d'Orb.*
„ *Buchiana d'Orb.*
„ *Partschii d'Orb.*
„ *Haidingerii d'Orb.*
„ *longirostris d'Orb.*

---

[1]) Diese Lignittrümmer sind jedenfalls als Treibhölzer zu deuten, die von der nahen Küste eingeschwemmt sind. Vergl. dar.:

F. Karrer, Geologie der Kaiser Franz Josef-Wasserleitung. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, IX, pag. 141.)

Derselbe. Geologische Studien in den tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens. (Jahrb. d k. k. geol. R.-A. 1895, XLV, pag. 74.)

Quinqueloculina Josephina d'Orb.
„ *contorta d'Orb.*
Missform von *Quinqueloculina spec.*
Quinqueloculina und *Triloculina div. spec.*
Peneroplis Hauerii d'Orb. spec.
Alveolina melo d'Orb.
„ *Hauerii d'Orb.*
Polymorphina punctata d'Orb. spec.
Rotalia Beccarii d'Orb. spec.
Polystomella crispa d'Orb.

Die Foraminiferenfauna der Ottakringer Sande, von der die angeführten Arten nur einen Bruchtheil darstellen, ist durch das zahlreiche Auftreten von Miliolideen (*Biloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*) charakterisirt. Herrn kgl. Rath Felix Karrer, welcher die Liebenswürdigkeit hatte, die genannten Foraminiferen zu bestimmen, sei an dieser Stelle hiefür mein wärmster Dank ausgesprochen.

Flabellum Vindobonense nov. spec.

Dimensionen:

Höhe des Gehäuses	=	31 *mm.*
Grösste Breite	=	18 „
Kleinste Breite	=	12 „

Das Gehäuse dieser von allen bekannten Arten verschiedenen und sehr charakteristischen Species, von der mir nur ein, wie es scheint, ausgewachsenes Exemplar vorliegt, hat eine füllhornartig gekrümmte Gestalt. Der Stern, aus dem ein Theil herausgebrochen ist, ist oval und die seitliche Zusammendrückung nur gering. Dieselbe ist am stärksten an der Basis des Gehäuses und am schwächsten im oberen Theile desselben; in der Mitte schliessen die Seitenflächen einen Winkel von 110—115° ein. Das Verhältniss des Abstandes der Seitenränder zu dem der Seitenflächen ist 3 : 2. Der Kiel der Seitenränder ist schwach ausgeprägt und ohne kammförmige Erhabenheiten. Solche fehlen überhaupt an der ganzen Oberfläche; dieselbe ist glatt und glänzend, von einer vollständigen Epithek überzogen, auf der man unter der Loupe schwache radiale Streifen wahrnimmt.

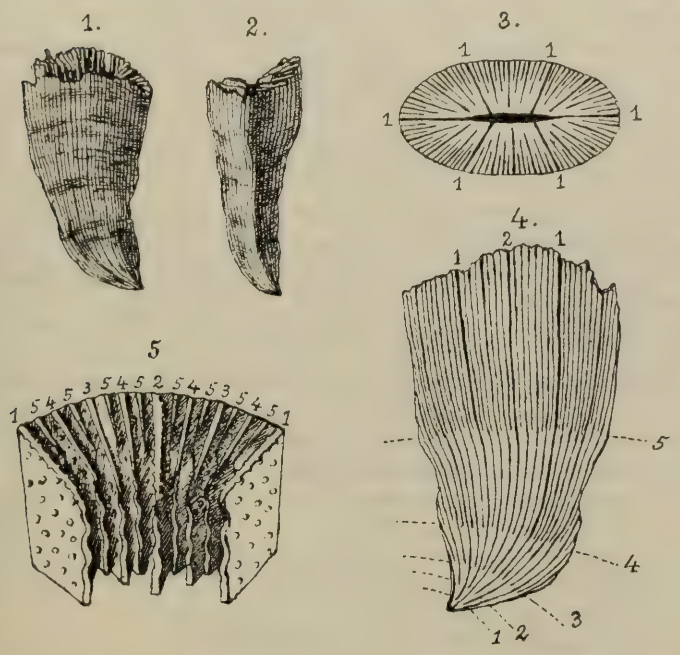
Von der Basis ausgehend, bemerkt man an den Seitenflächen zuerst drei primäre Lamellen, zwischen welche sich weitere drei secundäre einschieben, die fast von derselben Stärke wie die primären sind. Zwischen je einer primären und einer secundären schiebt sich eine feine tertiäre Lamelle ein; rechts und links von derselben treten bald darauf wieder zwei und in der Mitte des Gehäuses weitere vier Lamellen auf, so dass im Ganzen zwischen einer primären und secundären sieben weitere Lamellen eingeschoben sind, welche durch die tertiäre Lamelle in zwei dreizählige Abschnitte zerlegt werden. Daher wird der ganze Septalapparat gleichsam in zwölf Systeme zerlegt. Im Ganzen zählt man 96 Septen.

Im oberen Theile des Gehäuses verschwinden die primären und secundären Lamellen vollständig neben den in gleicher Stärke auftretenden weiteren Lamellen.

Die Septalwände sind dünn und mit ungleichmässig vertheilten, stumpfen Dornen besetzt. Gegen die Centralgrube hin, welche schmal

Fig. 4.

Flabellum Vindobonense nov. spec.



Erklärung:

1. Seitenansicht, 2. Vorderansicht, 3. Sternansicht (schematisirt), 4. Seitenansicht (schematisirt), 5. Eine Gruppe von Septallamellen, von der Centralgrube aus gesehen.

Fig. 1 und 2 in natürlicher Grösse, Fig. 3 und 4 $1^1/_2$mal vergrössert, Fig. 5 viermal vergrössert.

Die den Fig. 3—5 beigesetzten arabischen Ziffern bedeuten die Reihenfolge der Septalkreise.

und tief ist, erleiden die Septen eine wellenförmige Krümmung, welchen am stärksten bei den primären und secundären Septen ausgebildet ist. Diese wellenförmige Ausbiegung oder Kräuselung der Septalwände rührt daher, dass dieselben abwechselnd auf der rechten und linken Seite in regelmässigen Abständen grosse gerundete Höcker tragen, wie dies z. B. auch bei *Flabellum Suessi Reuss* der Fall ist.

Ueber die ganze Oberfläche verlaufen unregelmässige Zuwachsstreifen, die gegen die Basis ziemlich starke Einschnürungen hervorbringen.

Das untere Ende läuft in eine excentrische, stumpfe Spitze aus; die Seitenränder stossen unter einem Winkel von 70° zusammen. Spuren einer Anheftungsfläche sind nicht zu bemerken.

Wie Eingangs erwähnt, besitzt diese Art keine Aehnlichkeit mit anderen bekannten Formen.

Das einzige, mir vorliegende Exemplar stammt aus dem Eisernen Brunnen (Cuvelageschacht) der Kuffner'schen Brauerei in Ottakring, u. zw. aus der Sandschichte von 72·9—76·1 *m*. Es wurden in dem überaus reichen Materiale ausser zwei Exemplaren von *Siderastraea crenulata Blainv.* keine anderen Korallen gefunden.

Aus dem österreichisch-ungarischen Miocän sind bis jetzt folgende *Flabellum*-Arten bekannt: *Flabellum Suessi Reuss, Fl. Roissyanum M. Edw. et H.*, *Fl. multicostatum Reuss*, *Fl. siciliense M. Edw. et H.* (?)

Die Ottakringer Fauna [1]), deren Liste natürlich keineswegs den Anspruch auf Vollständigkeit erheben kann, besteht aus 122 Arten Gastropoden und 39 Arten Bivalven; die Gastropoden machen also 75% der Fauna aus.

Die häufigsten Gastropoden sind:

Turritella Archimedis Brong. (in vielen hunderttausend Exemplaren, vergl. Fossilliste).
Lithoconus Moravicus R. Hoern.
Leptoconus Brezinae R. Hoern.
Ancillaria glandiformis Lam.
Ringicula buccinea Desh.
Murex (Occenebra) caelatus Grat.
Fusus Valenciennesi Grat.
Cerithium scabrum Olivi
Phasianella Eichwaldi M. Hoern.
Monodonta angulata Eichw.
Trochus patulus Brocc.
„ *turricula Eichw.*
Natica millepunctata Lam.
Rissoina decussata Mont.
Rissoa Lachesis Bast.
Dentalium incurvum Ren.

Alle diese Arten sind auch in Steinabrunn sehr häufig zu finden; eine Ausnahme davon macht *Ringicula buccinea Desh.*, welche

[1]) Einige der häufigsten Arten aus den Ottakringer Sanden, alle aus dem Cuvelageschacht der Kuffner'schen Brauerei in Ottakring, u. zw.: *Lithoconus moravicus R. Hoern.* (= *Lithoconus fuscocingulatus M. Hoern. pr. pte.*), *Turritella Archimedis Brong.*, *Cardita Jouanetti Goldf.*, *Pectunculus pilosus Linn.*, sämmtliche aus der Sammlung des k. k. naturhistor. Hofmuseums, sind bei E. Suess: „Der Boden der Stadt Wien und sein Relief" (S.-A. a. d. „Geschichte der Stadt Wien", herausgeg. vom Alterthumsvereine in Wien 1897, pag. 5) abgebildet.

an der genannten Localität nur selten vorkommt. Bezüglich der Häufigkeit der einzelnen Arten stimmt also Ottakring sehr gut mit Steinabrunn überein.

Die in Ottakring häufigsten Bivalven sind:

Corbula carinata Duj.
Cardium Turonicum May.
Lucina columbella Lam.
Cardita Jouanetti Bast.
„ *Partschi Goldf.*
Pectunculus pilosus Linn.
Arca Turonica Duj.
Pecten Besseri Andrz.
Ostrea digitalina Dub.

Auch in Steinabrunn sind alle genannten Arten sehr häufig, mit Ausnahme der *Arca Turonica Duj.*; in Steinabrunn ist dagegen wieder *Arca diluvii Lam.* in grosser Menge anzutreffen. Es stimmt also auch hierin Ottakring mit Steinabrunn gut überein.

Ich habe es in der Regel unterlassen, bei den selteneren Arten aus den Ottakringer Sanden die Anzahl der Stücke beizusetzen, weil in Folge des Umstandes, dass von mikroskopischem Materiale grössere Mengen ausgesucht und bestimmt wurden, die Zahl der letzteren im Vergleiche zum makroskopischen Materiale ein unnatürliches Verhältniss ergeben hätte.

Besonders bei den Minutien ist die grosse Uebereinstimmung der Sande von Ottakring mit den Tegelschichten von Steinabrunn bemerkenswerth. Nachstehende Tabelle ergibt folgende Zahlenverhältnisse:

	Zahl der Arten in Ottakring	Zahl der gleichen Arten in		
		Steinabrunn	Gainfahrn	Enzesfeld
Gastropoden	122	105 = 86%	81 = 67%	59 = 47%
Bivalven	39	28 = 71%	31 = 79%	15 = 38%
Zusammen	161	133 = 82%	112 = 69%	74 = 45%

Es stimmen also 86% der Ottakringer Gastropoden mit den Steinabrunner Arten überein, während 79% der Bivalven von Ottakring mit Gainfahrn gemeinsam sind. Es stehen also die Sande von Ottakring ungefähr in der Mitte zwischen Steinabrunn und Gainfahrn, und sind jedenfalls als eine höhere Strandfacies zu betrachten.

Zu einem gleichen Resultate kommt F. Karrer auf Grund der Foraminiferenfauna; die für tiefere Faciesbildungen charakteristischen Arten fehlen vollständig, während Arten auftreten, die für eine höhere Strandfacies sprechen. Am ehesten würde die Foraminiferenfauna von Ottakring mit der von Nussdorf bei Wien oder mit der von Steinabrunn übereinstimmen.

Nachweisbar stammen viele Exemplare von *Ostrea digitalina Dub.*, *Pecten Besseri Andrz.* und die beiden vorliegenden Exemplare von *Venus umbonaria Lam.* aus höheren Lagen (vgl. übr. auch F. Toula[1]) und A. Rosiwal[2]) sowie F. Karrer[3]), während die einigen Exemplaren noch anhaftenden Tegelstückchen mit Sicherheit auf die Herkunft aus tieferen Lagen schliessen lassen. Es sind das: *Cancellaria lyrata Brocc.*, *Pleurotoma coronata Münst.*, *Natica millepunctata Lam.*, *Eulima polita Linn.*

Sowohl aus höheren als tieferen Schichten stammen wohl auch Exemplare von *Turritella Archimedis Brong.*, welches nach Mittheilung des Herrn Ing. R. Latzel das einzige Fossil war, das aus tieferen Schichten mit dem Bohrer heraufgebracht wurde, während die Hauptmasse des Tegels und Schotters, sowie der Sande aus grösseren Tiefen kein anderes deutliches makroskopisches Fossil enthielt.

Zum Schlusse spreche ich allen jenen Herren, welche mir bei dieser Arbeit ihre Unterstützung zu Theil werden liessen, vor Allem meinen hochverehrten Lehrern, den Herren Professoren E. Suess und Dir. Th. Fuchs, Herrn kgl. Rath F. Karrer, sowie Herrn Ingenieur R. Latzel meinen verbindlichsten Dank aus.

[1]) F. Toula, Eine marine Fauna aus Mauer bei Wien. Neues Jahrb. für Mineralogie etc. 1893, I. Bd.

[2]) A. Rosiwal, Zur Fauna der Pötzleinsdorfer Sande. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, XLIII.

[3]) F. Karrer, Geolog. Studien in den tertiären und jüng. Bild. d. Wiener Beckens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, XLIII.

Vergleichs-Tabelle

der Brunnenprofile des „Eisernen“ Brunnens (Cuvelageschachtes), des „Tiefen“ Brunnens und des „Grossen“ Brunnens (in der Thaliastrasse Nr. 76 und 78, XVI. Bez. Ottakring, Wien).

Nach den Originalprofilen von Herrn Ingenieur Rudolf Latzel in Wien.

Eiserner Brunnen (279·70 *m*)		Tiefer Brunnen (219·75 *m*)		Grosser Brunnen (205·00 *m*)		Wasserstände (aus dem grossen Brunnen)
Brunnentiefe: 22·0 *m*	22·0	Brunnentiefe: 32·4 *m*	32·4	Brunnentiefe: 35·0 *m*	35·0	
Tegel mit Concretionen und einer 0·5 *m* mächtigen Sandsteinplatte	25·0	Schliess	37·0	Schliess	38·0	
		Tegel	40·0	Tegel	41·2	
Schwimmsand	32·5	Schotter und Sand	48·0	Sandsteinplatte, Schotter, Sand	48·0	Wasser.
Tegel	35·5	Tegel	54·4	Tegel	55·0	Grenze zwischen den Ablagerungen der sarmatischen und II. Mediterranstufe.
Conglomerat und Schotter, in den unteren Lagen mit *Turritella vindobonensis Partsch*	42·0	Conglomerat und Schotter *Turritella vindobonensis Partsch*	60·7	Conglomerat und Schotter *Turritella vindobonensis Partsch*	62·0	Wasser, steigt bis 22 *m* unter Brunnendeckel.
a) sandiger, *b*) fester, *c*) weicher } Tegel	48·0	Tegel	68·8	Tegel	69·70	
Schotter und festes Conglomerat	53·3	Schotter und festes Conglomerat	73·8	Schotter und festes Conglomerat	73·0	Wasser, steigt bis 20 *m* unter Brunnendeckel.
Schliess [1]) und weicher Tegel	60·7	Schliess und Tegel	91·8	Schliess und Tegel	82·7	
Sandsteinplatte	61·1					
Schotter	61·5	Sand	90·7	Sand	87·6	Wasser, steigt bis 20 *m* unter Brunnendeckel.
Schliess	66·2					
Fester Tegel, nach unten in tegeligen Sand übergehend	72·9	Tegel	94·4	Tegel	94·7	
Rescher (d. i. wenig thonhältiger) Sand mit viel Conchylien	76·1	Rescher Sand mit viel Conchylien	98·2	Rescher Sand mit viel Conchylien	98·6	Die Collectionen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums sowie die des Herrn Ingenieurs R. Latzel stammen aus dieser Schicht.
Abwechselnd fester und weicher Tegel mit einer 0·2 *m* mächtigen Sandsteinplatte	83·9	Tegel	105·0	Tegel	105·0	
Sand	86·3	Sand	108·0	Sand	109·0	Wasser, steigt bis 17 *m* unter Brunnendeckel.
Tegel	90·0	Tegel	112·0	Tegel	114·0	
Schotter und Conglomerat	97·4	Schotter und Conglomerat	119·4	Schotter und Conglomerat	122·0	Wasser, steigt bis 21 *m* unter Brunnendeckel.
Tegel mit Schliess wechselnd	105·49	Tegel	128·8	Tegel	129·5	
Raude [2]), dann Sand	106·14					
Tegel	106·59					
Schotter	108·25					
Sand	109·19	Zu oberst eine 0·10 *m* mächtige Sandsteinplatte, dann Sand und Schotter		Sand und Schotter		
Sand und Schotter	109·79					
Rescher Sand	111·04	Vorwaltend Sand	131·8	Vorwaltend Sand	131·7	
Harter Sand	111·66					
Rescher Sand	112·73			Conglomerat	132·8	
Harter Sand	113·12					
Tegel mit Sand und Schotterlagen	117·71	Tegel mit Sandlagen von sehr geringer Mächtigkeit	138·2	Tegel	137·9	
Sand und Schotter	123·49	Sand	143·0	Sand	143·6	Wasser, steigt bis 18 *m* unter Brunnendeckel.
Harter Sand	125·60					
Tegel	125·93	Tegel mit Sand- und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit	146·6	Tegel mit Sand- und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit	157·0	
Sand	126·62					
Tegel	129·62	Sandsteinplatte	146·8			
1. Sand, 2. Tegel, 3. Schotter, 4. sandiger Tegel, 5. loser Sand, 6. Tegel, 7. loser Sand, 8. Tegel, 9. loser Sand. In Lagen von geringer Mächtigkeit	136·76	Sand und tegeliger Sand	157·2			
		Sandsteinplatte	157·5			

1. Sand, 2. Tegel, 3. Schotter, 4. sandiger Tegel, 5. loser Sand, 6. Tegel, 7. loser Sand, 8. Tegel, 9. loser Sand. In Lagen von geringer Mächtigkeit

136·76

Schotter (Conglomerat)

138·00

Sand

140·40

Tegel mit vielen Sand- und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit

186·40

Schotter

188·80

Tegel

198·80

Sand, Schotter und Conglomerat

206·80

Tegel

215·20

Schotter und Sand

223·20

Tegel

228·23

Schotter und Sand

230·70

Tegel

232·75

Sand

233·00

Tegel

249·68

Conglomerat, gegen die untere Grenze zu durch ein quarziges Bindemittel verfestigt

256·83

Tegel

258·55

Conglomerat

265·40

Tegel

276·88

Schotter

279·70

Sohle 73·70 *m* unter dem Meere.

Sandsteinplatte

146·8

Sand und tegeliger Sand

157·2

Sandsteinplatte

157·5

Schotter

161·2

Tegel mit vielen Sand- und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit

196·0

Lignit

197·5

200·4

Schotter

208·3

Tegel

216·3

Sand und Schotter

219·75

Sohle 13·75 *m* unter dem Meere.

157·0

Schotter

162·1

Tegel mit vielen Sand- und Schotterlagen von geringer Mächtigkeit

200·0

Schotter

(205·0)

Sohle 1 *m* unter dem Meere.

Wasser, steigt bis 19 *m* unter Brunnendeckel.

Wasser, steigt bis 18 *m* unter Brunnendeckel.
[Wasser, steigt im E. Br. bis 34 *m* u. Br.[3])]

Wasserstand: 19·75 *m* unter Brunnendeckel.

Wasserstand: 8·10 *m* unter Brunnendeckel.
Temperatur: 15 Grad C. bei 256 *m*.

---

[1]) Schliess = stark thonig angereicherter Sand.
[2]) Raude = verhärteter sandiger Tegel.
[3]) Dabei ist zu berücksichtigen, dass der eiserne Brunnen mehrere Jahre nach dem grossen Brunnen gebohrt wurde, in welchem der Wasserspiegel zu dieser Zeit — die Wasserstände stammen aus der ersten Zeit nach Vollendung der Bohrung — schon um ein Bedeutendes gesunken war.

Der Bau des Gneissgebietes von Gross-Bittesch und Namiest in Mähren.

Von Dr. Franz E. Suess.

Mit einer lithogr. Tafel (Nr. XV.)

Das hier besprochene Gebiet stellt einen kleinen Ausschnitt dar aus dem hügeligen Plateaulande, welches sich in allmäliger Neigung von der böhmisch-mährischen Landesgrenze, d. i. von der Wasserscheide bei Iglau gegen die Niederung von Brünn herabsenkt. Dieses Hochland wird durchströmt von den Flüssen Schwarzawa, Oslawa und Iglawa, welche alle gegen Südost abfliessen. Nur die Oslawa durchschneidet nahe ihrer Mündung in die Iglawa das auf dem Kärtchen dargestellte Gebiet und bildet mit ihren kleineren Nebenthälern, unter denen das Chvoinitza-Thal das bedeutendste ist, tiefe und enge Einschnitte zwischen den einförmigen, mit Wald und Feldcultur bedeckten, welligen Höhen, und gewährt durch seine bewaldeten und felsigen Gehänge eine angenehme Abwechslung in dem sonst ermüdenden Landschaftsbilde. Die höchsten Erhebungen liegen im Norden des Gebietes bei Hermannschlag (Svatá hora, 673 *m*); die mittlere Plateauhöhe ist 500 *m*, gegen Oslawan im SO senkt sich dieselbe rasch auf 350 *m* und 300 *m*. Sehr steil fällt auch hier das Terrain gegen die Oslawa ab, welche in 230 *m* Höhe fliesst.

Bei Oslawan brechen die altkrystallinischen Schiefergesteine der böhmischen Masse an der Brünner Bruchlinie ab. Die Kirche von Oslawan steht bereits auf den Basalconglomeraten des Permocarbon [1]), die hier zugleich mit den Kohlenflötzen und dem permischen rothen Sandstein an der Verwerfung emporgeschleppt worden sind. Die steile Schichtstellung hat sie vor der völligen Abtragung bewahrt, welcher die gleichalterigen Gesteine, die einstmals die böhmische Masse überdeckt haben, anheimgefallen sind.

Kleine Denudationsreste von Miocän sind nur an einigen Punkten liegen geblieben. Hieher gehört zunächst der kleine Aufbruch von fossilreichem Sande in der Nähe des Bahnhofes von Kralitz [2]).

[1]) Nach Makowsky u. Rzehak, Die geolog. Verhältnisse der Umgebung von Brünn. Verh. d. Nat.-Ver. Brünn, XXII. Bd., 1884, S. 64.

[2]) F. Toula, Die Miocänablagerungen von Kralitz in Mähren. Annalen des k. k. Naturhist. Hofmuseums, Bd. VIII, Heft 2, 1893, Wien.

V. J. Procházka, Das Miocän von Kralitz nächst Namiest in Mähren. Böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1893, deutsch. Res. S. 58.

Im Orte Kralitz wird aus den Brunnen ein bläulicher, versteinerungsleerer Tegel gehoben; auf einer gleichen Tegelmulde steht der Ort Brzeznik, und das bekannte Miocän von Oslawan ist, soweit es das Gebiet des Kärtchens betrifft, auch nur beschränkt auf einige Aufbrüche von blauem Tegel unter dem mächtigen, lössartigen Lehm in den Regenschluchten östlich vom Orte.

An vielen Punkten finden sich Quarzschotter auf den Höhen mit eigrossen und kleineren, rundlich glatten Rollstücken, besonders auf den Feldern in der Umgebung von Namiest. Auf den Feldern bei Putzow finden sich die Rollstücke im Lehm in grosser Menge in einer Höhe von 450 *m*. Ein 3 *m* mächtiges Lager von weissem Quarzsand und -Schotter ist in dem Eisenbahneinschnitte zwischen der Station und dem Viaducte von Kralitz aufgeschlossen (422 *m*). Grosse Verbreitung besitzen diese Gerölle auch zwischen Brzeznik und Koroslep. An der neuen Strasse nächst dem letzteren Orte sieht man unter einer mächtigen Decke von lössartigem Lehm mit kreidigen Concretionen einen feinen, bläulichen und stellenweise ockerigen, versteinerungsleeren Sand (Miocän?). Zwischen dem Lehm und dem Sande befindet sich eine Lage mit Quarzgeröllen, welche auch abgerollte Stücke des weissen, aplitischen Randgesteines des Amphibolgranitites enthält (siehe unten S. 515). An der Strasse oberhalb der Střipiner Mühle, südlich von Brzeznik, finden sich Sande mit Quarzgeröllen, welche ausser diesen noch mehr als faustgrosse Gerölle von Granulit enthalten. Unmittelbar ober der Mühle, wo wahrscheinlich Amphibolit ansteht, liegen auch grosse Blöcke von Granulit, die dem benachbarten Granulitgebiete des Saugartens entstammen dürften; manche dieser Blöcke sind glatt und gerundet, andere dürften später zersprungen sein. Die Sande an der Strasse oberhalb Oslawan bei Heinrichshof enthalten ebenfalls eigrosse Granulitgerölle [1]). Grosse Verbreitung gewinnen auch die Quarzschotter in der Umgebung von Senohrad (374 *m*) am Südrande des Kärtchens. (Taf. XV.)

Eluviallehm als Verwitterungsproduct des Urgesteins nimmt hie und da in geringerer Mächtigkeit die Höhen ein und ist besonders mächtig in den weiten und flachen Mulden der Quellgebiete der Bäche angehäuft. An steileren Gehängen ist er, wenn vorhanden, meistens mit Schutt und Blockwerk vermengt. Sehr oft ist er von einem Bache durchrissen und dann zugleich mit dem in der Tiefe anstehenden Urgesteine sehr mächtig aufgeschlossen (z. B. in den Bächen bei Jedow). In jenen Mulden liegen sehr oft die Ortschaften, und dann sieht man häufig, dass die gegen die Ansiedelung zusammenführenden Feldwege 4—6 und mehr Meter in den Lehm eingeschnitten haben. Je mehr man sich der Niederung gegen Oslawan nähert, desto mächtiger und zusammenhängender werden die Lehmanhäufungen in den Mulden; so z. B. südlich von Brzeznik, wo in zahlreichen Regenschluchten der Lehm 6—8 *m* aufgeschlossen ist. Dasselbe ist in der Gegend zwischen Ketkowitz und Lukowan der Fall.

[1]) Der Belvederschotter bei Wien enthält ebenfalls nicht selten Gerölle von Granulit, deren Herkommen aus dem böhmischen Massiv wohl kaum bezweifelt werden kann.

Je mehr man sich der Niederung nähert, desto mehr nimmt auch der Lehm einen lössartigen Charakter an: die Farbe wird heller und es finden sich stellenweise kalkige Concretionen nach Art der Lösskindel: der Abbruch wird steiler, und in der Nähe von Oslawan, wo der Lehm in steilen Wänden 10–12 *m* mächtig aufgeschlossen ist, kann man ihn nicht von dem typischen Löss der Umgebung von Brünn unterscheiden, welcher schon zahlreiche Reste diluvialer Säugethiere geliefert hat [1]).

Die Tektonik der hochkrystallinen, azoischen Gesteine stellt ihrer Enträthselung ausser den gewöhnlichen, bekannten Eigenheiten vorcambrischer Gebiete, noch in der Hinsicht besondere Schwierigkeiten entgegen, dass die gesammten Schichtcomplexe eine hochgradige Zusammenschiebung erlitten haben, so dass der grösste Theil der älteren und auch manche Theile der jüngeren Störungen bei der Entstehung einer Druckschieferung bis zur anscheinenden völligen Concordanz der Schichten überwältigt worden sind. Es lassen sich Discordanzen und Dislocationen hier wohl nicht mehr in der Weise verfolgen, dass man die bezeichnenden Linien unmittelbar als solche erkennen könnte, und selbst was die jüngsten Dislocationen betrifft, kann man nirgends die Hand auf diejenigen Stellen legen, an welchen die Schichten in verschiedenem Winkel aneinander stossen. Dagegen werden die jüngsten Dislocationen sehr deutlich bei der Betrachtung des Gesammtbildes, welches die geologische Karte bietet.

Nicht nur die verschiedenartige Beschaffenheit der Gesteine, sondern auch die verschiedene Durchdringung mit Eruptivgesteinen — ein Princip der Unterscheidung für tektonische oder stratigraphische Trennungen, welchem auch Van Hise für die vorcambrischen Gebiete Nordamerikas grosse Bedeutung beigelegt hat — beweisen, dass das auf beiliegendem Kärtchen dargestellte Gebiet in zwei Hauptregionen zerfällt, welche ganz verschiedenen Stufen angehören und welche durch eine tektonische Verschiebung aneinander gerückt wurden.

Die erste dieser beiden Regionen besteht aus Gneissen von altarchäischem Charakter mit Einlagerungen von Granulit und Amphibolit. Sie umfasst den ganzen Norden, Westen und Süden des Kärtchens und setzt sich von hier aus nach allen Richtungen weithin nach Böhmen, Nordmähren und nach Südwest, wahrscheinlich bis in die von Becke beschriebenen Theile des Waldviertels und weiterhin bis an die Donau fort. Das zweite Gebiet, welches vom Ostrande bogenförmig in die Karte eingreift und zunächst die Augengneisse von Gross-Bittesch mit den diesen an- und eingelagerten Gesteinen der Phyllitreihe umfasst, wird unweit der Kartengrenze von dem Abbruche der Böhmischen Masse begrenzt. Es setzt sich wahrscheinlich — wie unten weiter ausgeführt wird — in einem ziemlich breiten Streifen bis in die Gegend von Oels in Mähren fort, wo es unter die Ablagerungen der Kreideformation hinabtaucht.

---

[1]) Vergl. die Bemerkungen über Lehm und Löss bei Makowsky und Rzehak, l. c. S. 146, 147.

Die Region der altarchäischen Gneisse zerfällt wieder, soweit sie auf der Karte zur Darstellung gelangt, in zwei Gebiete, welche durch eine Ausbuchtung der grossen Amphibolgranitit-Masse von Trebitsch und Gross-Meseritsch voneinander getrennt sind. In einem früheren Aufsatze [1]) habe ich die Gneissgebiete, welche im Norden und Nordosten diesen ausgedehnten Granititstock umsäumen, im Grossen in drei Hauptzüge oder Stufen einzutheilen versucht. Nach dem Einfallen der Schichten, welches meist gegen West gerichtet ist, wurden, von Ost nach West anschliessend, diese drei Abtheilungen vorläufig als erste, zweite und dritte Gneissstufe bezeichnet. Die Lagerungsverhältnisse können natürlich nur eine locale Bedeutung haben und nicht mit denen der sedimentären Gesteine verglichen werden; umsomehr, als tektonische Störungen und Ueberschiebungen in diesen Gebieten eine grosse Rolle zu spielen scheinen, wie weitere Untersuchungen ergeben haben und wie im Folgenden näher ausgeführt wird. Ausserdem sind, wie bereits seinerzeit bemerkt wurde, diese Gneissabtheilungen nicht als scharf voneinander trennbar zu denken, sondern sie gehen allmälig ineinander über. Am besten charakterisirt ist die östliche, oder um die provisorische Bezeichnung beizubehalten, die erste Gneissstufe, und zwar durch die vorherrschenden Einlagerungen von Gneissglimmerschiefer und Granatglimmerschiefer, welche den westlichen und nordwestlichen Regionen fehlen. Der südlichste Theil dieser Abtheilung erscheint noch in dem nordöstlichsten Theile des Kärtchens auf Tafel XV. Daran schliessen sich, gegen Süden begrenzt von einer Linie von Granititvorkommnissen und deren aplitischen und sericitgneissartigen Randbildungen, flaserige oder auch klein- bis mittelkörnig granitische Biotitgneisse, welche in dem genannten Aufsatze als einer vierten Region angehörig betrachtet wurden, deren tektonische Beziehung zu den drei Gneiss-Stufen nicht klargestellt ist. Das Gestein gleicht jedoch sehr dem Gneisse der mittleren Stufe und es dürfte das Gebiet, wenn es auch verhältnissmässig ärmer an amphibolitischen Einlagerungen ist, denselben Gneissen zuzurechnen sein. Dasselbe gilt für die Gneisse im Westen und Süden von Namiest, welche hier stellenweise durch die häufigen Einlagerungen von Amphibolit und sehr mächtigen Granulitlinsen zu schmalen Streifen zwischen diesen Gesteinen zusammengedrängt sind, und nur im Südwesten bei Hartikowitz ein grösseres Gebiet beherrschen — ganz in derselben Form der Ausbildung, wie im Norden von Gross-Bittesch.

Die Zone der Glimmerschiefer taucht in einem verhältnissmässig schmalen Streifen am Oslawa-Thale bei Oslawan im Südwesten des Kärtchens, die Phyllite concordant überlagernd und in dieselben übergehend, wieder auf.

Einer Schlussbetrachtung vorgreifend, bezeichne ich gleich hier die beiden Hauptregionen, in welche das ganze, auf der Karte dargestellte Gebiet zerfällt, als: I. Altarchäische Region und II. Region des Bittescher Gneisses. Die erstere nimmt den

[1]) Das Gneiss- und Granitgebiet der Umgebung von Gross-Meseritsch in Mähren. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Nr. 6, S. 138.

ganzen Westen, die letztere einen tiefen, bogenförmigen Ausschnitt am Ostrande ein. Beide Gebiete sind durch Dislocationen von einander getrennt, von denen die nördliche von Aujezd gegen SW, nördlich an Gross-Bittesch vorbei gegen Jassenitz verläuft; die zweite begrenzt die Region des Bittescher Gneisses an einer Linie, welche von Jassenitz gegen SSO über Namiest nach Senohrad zieht. Erstere wird als Bittescher Dislocation und letztere als Namiester Dislocation bezeichnet.

Bevor die Dislocationen im Einzelnen besprochen werden, mögen einige Bemerkungen über den makroskopischen Habitus der Gesteine zur näheren Charakterisirung der beiden Hauptregionen dienen [1]).

I. Die wichtigsten Gesteinstypen.

1. Altarchäische Region.

a) Grauer Gneiss.

Ein mittelkörniger Gneiss von ziemlich wechselnder Textur, häufig granitisch, unregelmässig flaserig oder auch seltener mit regelmässiger Parallelstructur, mit mittlerem Biotitgehalt, herrscht namentlich in dem nördlichen Gebiete vor. Muskovit fehlt fast stets. Der schwarze Glimmer bildet meistens die Flasern oder häufig wellenförmig gebogenen, dünnen Bänder, zwischen denen die meist nur wenige Millimeter mächtigen, manchmal aber ziemlich breit linsenartig anschwellenden Quarz - Feldspathlagen eingebettet sind. Die meist gelblichen Feldspathkörner, unter denen Orthoklas und Plagioklas in ziemlich gleicher Menge vertreten sein dürften, sind sehr häufig charakterisirt durch ihre rundliche Form. Quarz tritt an Menge gegen den Feldspath sehr zurück. Sind die Biotite innerhalb der Quarz-Feldspathlagen als einzelne Schüppchen vertheilt, so entstehen die perlgneissartigen Formen, welche bei kleinem Korne und grösserem Biotitreichthume in die grauen Perlgneisse Rosiwal's (Verh. d. geol. R.-A. 1894, S. 349) übergehen. Ihre weiteren Uebergänge in die Granititgneisse werden weiter unten zugleich mit dem Amphibolgranitit besprochen.

Sehr häufig enthalten diese Gneisse als accesorischen Gemengtheil rothbraune Granaten in der nördlichen Gneissregion, z. B. in der Nähe der Ortschaften Brzezitz und Swiny östlich von Gross-Meseritsch. Geradezu vorherrschend sind Granatgneisse von sehr mannigfaltiger Textur in der Region südlich von Namiest, wo sie in mannigfaltigen Varietäten in Granulitgneisse und Granulite übergehen. So z. B. die

[1]) Eine genauere petrographische Untersuchung der wichtigsten Gesteinstypen ist für eine spätere Zeit in Aussicht genommen. Ich bin der Meinung, dass dieselbe, trotz des hohen petrographischen Interesses, die hier zu behandelnden tektonischen Fragen nicht beeinflussen wird. Von den altarchäischen Gneissen, Granuliten und Amphiboliten wird man übrigens ein ganz ähnliches Bild erwarten können, wie das von F. Becke von den Gesteinen des niederösterreichischen Waldviertels gegebene. Tscherm., Min. Mitthlgn., Bd. IV, 1882, S. 189 u. 285.

weissen, feldspathreichen Schuppengneisse nächst der Spinnerei von Namiest und am felsigen Gehänge unterhalb des Schlosses, ferner auf den Feldern bei Babykow, nordöstlich von Hartikowitz, oder die stengeligen Gneisse bei Witzenitz (Nordende des Ortes). Fibrolith findet sich in grösseren Büscheln in manchen Varietäten. So z. B. am Fahrwege bei Podilny und Petwiska NNO von Trzesow oder bei Babykow, auch an einzelnen Punkten des Oslawathales, unmittelbar nördlich von Namiest. Seltener finden sich Fibrolithgneisse im nördlichen Gebiete bei Kadoletz, zwischen den Gneissen nördlich von Orzechau, und in Blöcken auf den Feldern westlich von Neudorf-Gurein. Im Allgemeinen weisen aber diese Gneisse denselben chaotischen, oft unvermittelten Wechsel auf, welchen Credner von den Gneissen der sächsischen Granulitgebirge beschreibt und welchen dieselben mit den ihnen innigst verbundenen Granuliten gemein haben.

b) Granulite

sind in den Gegenden südlich von Namiest das weitaus vorherrschende Gestein. Der echte, hellgefärbte und vollkommen glimmerfreie Weissstein, mit den hirsekorngrossen, braunen Granaten, ist verhältnissmässig selten. Er bildet wechseld mächtige, plattige Lagen im bandstreifigen und biotitführenden Granulit; z. B. in dem Eisenbahneinschnitte nächst dem Namiester Bahnhofe, in den Schottergruben nächst der Strasse bei Witzenitz, wo besonders schöner, plattig schieferiger, bandstreifiger Granulit entwickelt ist; ferner an der Strasse im Thiergarten nächst dem Sedletzer Forsthause, in losen Stücken auf den Hügeln oberhalb des Rathansky-Teiches bei Namiest und an vielen Punkten des Oslawathales innerhalb des Saugartens, besonders in jenen Partien, welche dem Amphibolitzuge zunächst liegen. Die mächtige Granulitlinse zwischen Kramolin und Kraderub besteht jedoch hauptsächlich aus biotitführendem Granulit, welcher stellenweise auch in granatführende Gneisse übergeht (z. B. nächst der Aussicht gegenüber von Kraderub). Mehrere Proben ähnlicher Granulite, welche dem südlichen Theile derselben Linse entstammen dürften, hat Barvíř [1]) aus dem Iglawa-Thale beschrieben.

Eine cyanitführende Varietät habe ich nur an einer Stelle in einzelnen Blöcken gefunden, nämlich an dem Feldwege, welcher von Zniatka gegen die Walche von Namiest führt, bereits in der Nähe des Flusses. Das Gestein ist grobbankig, in den einzelnen faustgrossen Stücken oft ungeschichtet, und enthält neben sehr kleinen, carminrothen Granaten, welche für das unbewaffnete Auge schon an die Grenze der Wahrnehmbarkeit herabsinken, noch kleine, hellblaue Schüppchen von Cyanit. Nach Oborny finden sich ähnliche Varietäten noch an anderen Stellen des Saugartens [2]).

[1]) Dr. Heinrich Barvíř, Bemerkungen über die mikroskopische Beschaffenheit des Granulits von dem Iglawa-Flusse in Mähren. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellschaft d. Wissensch., math.-nat. Cl., Prag 1893.

[2]) A. Oborny, Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Namiest. Verhandl. d. nat. Ver. Brünn, Bd. V. 1866.

Ein Gestein, welches in den typischen Varietäten als Augengranulit zu bezeichnen sein wird, steht mit den Granuliten in inniger Verbindung. Es ist in einem Eisenbahneinschnitte westlich vom Grossfelderhof deutlich aufgeschlossen und setzt sich in einem gegen Süden streichenden Zuge fort, welcher die beiden mächtigen Granulitlinsen von Namiest-Zniatka und von Heinrichslust-Kraderub auf eine Strecke weit trennt, und im Norden des Sedletzer Forsthauses auskeilen dürfte. Das Gestein ist ziemlich verschieden von den normalen Granuliten. In den Varietäten vom Eisenbahneinschnitte sieht man in einer äusserst feinkörnigen bis dichten, durch sehr kleine Biotitschuppen hellgrau gefärbten, oft bandstreifigen Grundmasse hirsekorn- bis erbsengrosse, weisse Feldspathaugen. Gegen die Granulitlinse von Namiest geht das Gestein in einen weissen, plattigschieferigen, granatfreien Aplit von etwas gröberem Korne über, welcher dünne Lamellen von Quarz enthält. Dieses Gestein wechselt fernerhin wieder mit granatführenden Bänken und geht so in Granulit und Granulitgneiss über. Eine Reihe von Uebergängen ist gut an der neuen Strasse zum Hegerhause Wlassak aufgeschlossen. Hier wechseln augengneissartige Lagen mit Augengranuliten. Beim Hegerhause selbst steht zunächst Biotitgranulit an, dann erscheint am linken Ufer, und an einer Stelle auch auf das rechte Ufer der Oslawa übergreifend, der mächtige Zug von Granatamphibolit, welcher den Augengranulit hier einzuengen scheint. Letzterer setzt sich am rechten Ufer fort und geht bankweise in gneissartige Formen mit feinschuppigem Biotit und weiter südlich in eine weitere Varietät über, in welcher die Feldspathaugen völlig zurücktreten. Das Gestein wird bei splitterigem bis muscheligem Bruche vollkommen dicht und einer Hälleflinte ähnlich. In diesen Varietäten und auch in den eigentlichen Augengranuliten wurde nirgends Granat bemerkt.

Trappgranulitartige Gesteine sind in diesen Gebieten nur spärlich vorhanden. Wo der Witzenitzer Graben in die Oslawa mündet, finden sich Blöcke eines dunkelgraugrünen, feinkörnigen Gesteines, welchem dieser Name zukommen dürfte. Solche Gesteine zeigen oft keine Parallelstructur, sie enthalten aber häufig bis fingerbreite Lagen von weissem, granatführendem Granulit, dessen unregelmässig wellige Begrenzung oder rundliches Auskeilen, verbunden mit unregelmässigen Anastomosen und augenartigen Abschnürungen hin und wieder den Eindruck hervorrufen, wie wenn die Masse des lichten Weisssteines in flüssiger Form in die Spalten des dunklen Granulites eingedrungen wären.

Wo die Bänke des Weisssteines auch innerhalb der lichten Varietäten grobkörniger werden, kann man oft schon makroskopisch die pegmatitartige Structur einzelner Lagen erkennen.

Verhältnissmässig spärlich finden sich granulitische Einlagerungen in der Gneissregion, welche nördlich an den Amphibolgranititstock bei Ossowa-Bittischka anschliesst. Ein Granulitzug, welcher aus der Gegend von Libochau gegen SSW streicht, keilt anscheinend im Walde südlich von Kaduletz aus. Ein zweiter Granulitzug streicht

ostwestlich von Rojetein nach Rossetsch. Uebrigens entziehen sich die einzelnen Züge in diesem Gebiete wegen Mangels an Aufschlüssen der genauen Verfolgung. So ist auch ein Vorkommen von Granulitgneiss nördlich von Eisenberg nur durch verstreute Blöcke angedeutet.

c) Amphibolite.

Innerhalb der mannigfaltigen Hornblendegesteine, welche den Gneissen eingelagert sind, glaube ich zunächst zwei Haupttypen unterscheiden zu können. Einerseits die verschiedenartigen Amphibolschiefer mit bandstreifiger Schieferung von wechselndem Feldspathgehalt, und andererseits massige, meist sehr grobkörnige und granatführende Amphibolite, mit nur wenig oder gar keinem Feldspath. Die ersteren bilden den Gneissen und Granuliten concordant eingelagerte, flache Linsen, welche sich nur stellenweise in grösserer Mächtigkeit ausbreiten, wie das in dem Gebiete westlich von Namiest sehr deutlich zu sehen ist. Zwischen Witzenitz und Wokaretz schwellen einzelne der zahlreichen schmäleren Amphibolitzüge des Oslawathales zu mächtigen Linsen an, welche, hier hin und wieder wechsellagernd mit schmalen Granulit- und Gneissbändern, sehr gut aufgeschlossen sind, und in den einzelnen Bänken von reinen, grobkörnigen Amphiboliten zu weissen feldspäthigen Gesteinen mit einzelnen Hornblendekrystallen variiren. Gegen Süden zu keilen sie aber auffallend rasch aus, so dass auf den Feldern nördlich von Hartikowitz kein Amphibolit mehr zu sehen ist. Es macht den Eindruck, wie wenn ein oder mehrere, flach linsenförmige Intrusionen in enge Falten gepresst worden wären. In dem nördlichen Gneissgebiete weisen meist nur die verstreuten Blöcke in dem culturbedeckten Terrain auf die Amphibolitzüge hin und lassen sich diese ebensowenig wie die Granuliteinlagerungen mit Sicherheit verfolgen.

Der zweite Typus der Hornblendegesteine tritt in massigen, unregelmässigen Stöcken auf und steht mit manchen Serpentinvorkommnissen in Zusammenhang. Auf dem kartirten Gebiete befindet sich nur ein grösserer derartiger Stock im Nordosten bei Rojetein, Lubny und Ostrau[1]).

Die Gesteine dieses unregelmässigen Stockes sind ziemlich verschiedenartig; vorherrschend ist ein eklogitartiger Granatamphibolit mit dunkelgrüner Hornblende; stellenweise, besonders in der Nähe der Granitgrenze bei der Mühle von Zdiaretz, geht dieser Typus in ein Granataugitgestein über; der diopsidartige Augit ist makroskopisch blassgrün, u. d. M. farblos; oft in unregelmässigen Stengeln undeutlich radialstrahlig um die rundlichen Granatkörner gestellt. Letztere sind randlich in Chlorit umgewandelt. In der Masse eingeschaltet sind unregelmässige Partien von granatführendem Serpentin.

[1]) Es gehören hieher noch einige Vorkommnisse aus dem nördlichen, früher beschriebenen Gebiete; z. B. der Granatamphibolit von Wiechnow bei Pernstein, welcher reichlich Magneteisenerz führt und stellenweise in Granatfels übergeht. Verhandl. d. geol. R.-A. 1895, S. 103.

Ein keineres Vorkommen eines feldspathfreien und stellenweise granatführenden Amphibolites unweit der Strasse von Zhorsch holuby nach Tassau gehört wahrscheinlich in dieselbe Abtheilung der Amphibolite.

Ein mächtiger Amphibolitzug, welcher angeschlossen an die breite Granulitlinse des Namiester Saugartens gegen SSW streicht, steht in seinem Charakter vielleicht in der Mitte zwischen den beiden angeführten extremen Typen. Das Gestein ist hier zunächst dunkelgrüner, mittel- bis feinkörniger Amphibolit mit deutlich ausgeprägter Parallelstructur, hin und wieder kleine, carminrothe Granaten führend; dazwischen schieben sich aber stellenweise wenige Millimeter starke, ganz weisse, feldspäthige Lagen auf den Schieferungsflächen ein. In manchen Fällen sieht man aber deutlich, dass diese Lagen auch in anderen Richtungen nicht nur nach den Schichtflächen den geradlinigen Klüften folgen. Wo die weisse Feldspathsubstanz besonders reichlich wird, verwandelt sich das Gestein in einen schönen bandstreifigen Feldspathamphibolit. Im Norden keilt der breite Gesteinszug sehr rasch aus: im Thiergarten oberhalb des Hegerhauses Wlassak liegen die Blöcke von Amphibolit noch in grosser Menge verstreut umher; in dem kleinen Graben nächst des Thiergartenzaunes und an der Neuen Strasse, welche einen ununterbrochenen Aufschluss darbietet, ist schon nur mehr der Augengranulit mit seinen gneissartigen Varietäten zu sehen.

Die Gesteine, welche bei der Střipiner Mühle (südlich von Koroslep) das Oslawathal beherrschen, gehören einer wechselvollen Serie von Amphibolschiefern an. Unmittelbar an den Granulit schliessen reine Amphibolite und Granatamphibolite, ähnlich denjenigen vom Saugarten, an; nächst der Střipiner Mühle herrschen nebst dünnen Bänken von biotitreichen Flasergneissen sehr grobkörnige Feldspathamphibolite vor. Weiter östlich, in der Nähe der Einmündung des Thales von Koroslep, stellt sich neuerdings ein Wechsel von flaserigen, biotitreichen Gneisen und Amphibolschiefern ein. Derselbe Gesteinszug ist besonders gut aufgeschlossen in dem tief eingeschnittenen Feldwege, welcher von der Mohelnoer-Strasse über den Střipina-Berg nach Senohrad führt. Es wechseln hier Biotitamphibolite, feldspäthige Biotitgneisse, biotitreiche Gneisse, welche in ebenschiefrig dünnbankigen Gneissglimmerschiefer übergehen, mit echten, feinkrystallinischen Amphiboliten in mehrfacher Wiederholung in Bänken von wenigen Metern Mächtigkeit. Stellenweise sieht man, dass der Amphibolit wenige Meter lange, rasch anschwellende und rasch auskeilende Linsen im glimmerreichen Gneisse bildet.

Unterhalb Senohrad liegen mehrere mächtige Amphibolit-Einlagerungen in einem biotitreichen Gneisse. An einer Stelle am linken Ufer des Thales, welches vom Orte zur Oslawa hinunterführt, sind eigenthümliche Verbandverhältnisse von reinem Amphibolit und feldspäthigem Amphibolit aufgeschlossen. Erstere bilden unregelmässige Knollen von bis zu $^1/_2$ *m* Länge, und werden von den letzteren in der Weise umflossen, dass die zonenartigen lichten und dunklen Streifen die unregelmässigen Conturen der Zonen wiederholen. Wo zwei

solcher Knollen näher aneinandertreten, werden sie von den Bändern des feldspäthigen Amphibolites gemeinsam umflossen und die Zonen stossen nicht im Winkel aneinander ab, wie bei den echten Kugeldioriten.

d) Glimmerschiefer.

Mächtige Einlagerungen von häufig granatführendem Gneissglimmerschiefer gehören der Abtheilung an, welche in dem früheren Berichte als erste Gneisstufe bezeichnet wurde. Sie erscheinen in der Fortsetzung dieser Zone im Nordosten des auf dem Kärtchen dargestellten Gebietes. Von jenen Glimmerschiefern, welche die Phyllite in der Gegend von Oslawan concordant überlagern, wird weiter unten die Rede sein.

e) Serpentin

findet sich in Form grösserer und oft auch ganz kleiner, unregelmässiger Partien in den verschiedenen Gesteinen des archäischen Gebietes eingelagert. Es ist wohl überflüssig, die Fundpunkte hier aufzuzählen, da dieselben auf dem Kärtchen ersichtlich sind. Allenthalben wird der Serpentin von seinen gewöhnlichen Zersetzungsproducten begleitet. Besonders schöne Vorkommnisse von Cacholong und verschiedenartigen Opalen zeichnen die kleinen Serpentinvorkommnisse von Namiest und Zniatka aus; Asbest und Bergholz findet sich in geringer Menge in zwei kleinen Aufbrüchen östlich und südlich von dem letzteren Orte.

f) Der Amphibolgranitit (Granit von Gross-Meseritsch)

und dessen aplitische Randbildungen [1]) wurden ebenfalls schon in dem früheren Berichte besprochen. Das grobkörnige, biotitreiche Gestein mit den grossen, länglichen, porphyrischen Orthoklasen, welche meist als Zwillinge entwickelt sind, weist in den in diesem Sommer begangenen Gebieten ganz denselben Charakter auf, wie in der Umgebung von Gross-Meseritsch. In manchen Gegenden ist der Granitit gneissartig grob geschiefert und sondert in Bänken ab (z. B. bei Lhotka). In einzelnen Punkten, z. B. NW von Jassenitz, wird er besonders reich an Hornblende; Biotit tritt fast ganz zurück; die porphyrischen Orthoklase sind dann zwar etwas kleiner, aber immer sehr gut erkennbar.

Wie in dem nördlichen Gebiete, sind auch hier die Formen, in welchen der Amphibolgranitit mit den umgebenden Gesteinen in Verbindung tritt, sehr mannigfaltig. Einerseits wird nicht nur der Amphibolgranitit selbst bis in der Nähe seiner Ränder, sondern auch die umliegenden Gneisszonen von zahlreichen aplitischen und schriftgranitartigen Gängen durchschwärmt, welche sehr häufig schwarzen Turmalin führen. Oft scheint die Masse der Gänge über den Amphibolgranitit selbst zu überwiegen, so z. B. nahe der Grenze zwischen Gneiss und Amphibolgranitit und innerhalb des Gebietes des letzteren

[1]) Letztere bereits 1855 von Foetterle als Randbildung erkannt und als Weissstein bezeichnet. Fünfter Jahresber. über die Wirksamkeit des Werner-Vereines, Brünn, S. 44.

zwischen Tassau und Jablonau. Grobkörnige Pegmatite finden sich verhältnissmässig selten und nur in schmäleren Gängen, so z. B. ein schön schriftgranitischer Gang mit federkielstarken Turmalinen an dem Fahrwege, welcher von Enkenfurth nach Brzeska führt. Mächtigere Gänge sind meist von mittlerem Korne und ebenfalls deutlich schriftgranitisch entwickelt, wie das allenthalben innerhalb des Granititgebietes und an ungezählten Lesestücken, welche das Granititgebiet bedecken, beobachtet werden kann.

Eine sehr grosse Verbreitung und Mannigfaltigkeit erreichen die Randbildungen des Amphibolgranitites zwischen den einzelnen Aufbrüchen, welche einerseits dem Hauptstocke zwischen Gross-Bittesch und Eisenberg vorgelagert sind, und andererseits einen gegen NO ziehenden Gürtel entlang der Grenze gegen den Bittescher Gneiss, d. i. der Bittescher Dislocation, bilden.

In dem Dörfchen Nebstich (Gross-Bittesch W) bricht eine Amphibolgranitit-Partie hervor, rings umgeben und an Gängen durchsetzt von schriftgranitartigem Aplit; dasselbe Gestein wird auch noch an einigen Stellen nächst der Strasse nach Gross-Bittesch gefunden; oft enthält es kleine Säulchen von Turmalin. Westlich von Nebstich sieht man an einzelnen Blöcken, dass es stellenweise durch Zurücktreten der schriftgranitischen Structur und durch Beimengung von feinen Biotitschuppen in einen feinkörnigen Granit übergeht. Hie und da treten auch zweiglimmerige Granite und Granitgneisse auf (an der Strasse beim Meierhofe Krewlitz W von Gr.-Bittesch, beim Hegerhause von Joachimov).

Viel häufiger sind aber die gneissartigen Formen dieser Randbildungen. Diese Gesteine zeigen hochgradige Parallelstructur; an den Schieferungsflächen und an den Rändern der weissen Feldspäthe ist feinschuppiger Sericit entwickelt, so dass sie einem glimmerarmen Sericitgneisse gleichen. Sie finden sich nördlich von Nebstich und besonders gut entwickelt in der Umgebung von Enkenfurth Namentlich an dem Rande gegen den Bittescher Gneiss bilden sie die vorherrschende Form der Randbildungen. Auch sie enthalten manchmal kleine, schwarze Turmaline, und zwar treten diese in dünnen Gängen auf, welche in schiefem Winkel die Parallelstructur durchschneiden (Kralowka-Mühle SO von Wlkau).

Bei Aujezd, innerhalb der Glimmerschiefer, finden sich ziemlich häufige Partien dieses Gesteins, in welchen der weisse Glimmer zu deutlichen Täfelchen von einigen Millimetern Grösse entwickelt ist, so dass es als Muskowitgneiss bezeichnet werden muss. Es enthält ebenfalls schmale, turmalinführende Gänge, innerhalb welcher die Turmaline parallel gelagert sind und welche nach der Durchkreuzung der Parallelstructur des Hauptgesteines ebenfalls schliessen lassen, dass der Turmalin erst zur Entwicklung gelangte, als dem Gesteine bereits die Gneissstructur aufgeprägt war.

Sonst herrschen jedoch in der Umgebung von Aujezd, ebenso wie bei Ossowa Bittischka und bei Eisenberg die schriftgranitischen Formen der aplitischen Randbildungen vor. Sie sind am Nordende von Aujezd an der Strasse, roth verwitternd, sehr mächtig aufgeschlossen.

Zwischen Zhorsch holuby und Czikow wird eine Gneissscholle von dem Amphibolgranitit fast ringsum eingeschlossen; die Umgrenzung ist sehr unregelmässig. An ihrem nördlichen Rande sind die gangförmigen, schriftgranitartigen Aplite sehr stark entwickelt. In dem Thale, welches von Zhorsch holuby gegen Jassenitz führt, kann man jedoch an mehreren Punkten deutlich sehen, dass der Granit gegen den Gneiss scharf absetzt und dessen Schichten abschneidet. Zwischen den Schichtfugen sind häufig unmittelbar an der Grenze beider Gesteine parallele Lagergänge von schriftgranitisch-aplitischem Habitus eingeschaltet. In diesem Thale ist der Gneiss stets ziemlich stark schiefrig ausgebildet und oft reicher an Biotit als gewöhnlich. Unmittelbar südlich von Zhorsch holuby fallen die Schichten senkrecht auf die wellig horizontale Gneissgrenze ein. Weiter südwärts in demselben Graben bildet der Gneiss mit einigen wenig mächtigen Amphiboliteinlagerungen eine flache, NS streichende Antiklinale; stellenweise kann man sehen, dass sich im Ostflügel der Antiklinale einzelne Gneissbänke concordant über die Granitgrenze legen. Im Süden wird aber auch hier der Gneiss von der Granitgrenze, welche steil einfällt, abgeschnitten. Die Grenze zwischen Granit und Gneiss bildet ein schmales Pegmatitband. Der Granitit durchschneidet also mit seiner unregelmässig welligen Oberfläche die mannigfaltig gestörten Schichten des Gneisses.

Ganz anders verhält sich der Amphibolgranitit gegen den anschliessenden alten Gneiss des südlichen Gebietes entlang der Grenze, welche von Jassenitz an gegen SW streicht. Das Streichen der Gneissbänke und der eingelagerten Amphibolite folgt dem Bogen, welcher die Granitgrenze bildet. Ihr steiles Einfallen (70—90°) ist im Norden bei Nalouczan gegen W gegen den Granitit zu gerichtet, weiter südlich in der Umgebung des Platzer Hofes und bei Otzmanitz fallen sie steil von der Granititmasse weg. Nähert man sich von aussen der Granititgrenze (z. B. im Thale der Oslawa bei Nalouczan), so wird der Gneiss zwischen den Amphibolitlagen immer reicher an braunen Biotitschuppen; wenn er in einzelnen Lagen glimmerärmer bleibt, so verlieren dieselben theilweise ihre Parallelstructur und weisen eine Structur ähnlich derjenigen der Perlgneisse auf. Die biotitreichen Varietäten aber behalten ihre hochgradige Schieferung bei und diese sind es in erster Linie, welche hier (ähnlich wie bei der kleinen Granititpartie im Norden bei Bobrau und in der Umgebung von Gross-Meseritsch) in den Granitit übergehen. An manchen Punkten (vor Nalouczan im Oslawathale und an der Eisenbahn) stellen sich glimmerreiche Augengneisse ein, und nicht selten enthalten die stark schieferigen und biotitreichen Gneisse auch ziemlich grosse Granaten (z. B. auf dem Fahrwege vom Rathanteiche nach Otzmanitz). Dann geht das Gestein in einen Granititgneiss über, so dass eine scharfe Grenze zwischen dem Amphibolgranitit und dem Gneisse nicht gezogen werden kann. Wie bereits bemerkt, vollzieht sich der Uebergang vom normalen Gneisse zum biotitreichen und zum Granititgneisse zwischen den eingelagerten Amphibolitzügen, ohne dass diese

eine wesentliche Veränderung aufweisen, und schon dem Granitit ziemlich nahestehende Glieder dieses Gneisses enthalten noch die concordant eingelagerten Amphibolitzüge. Aplitische Gänge und Linsen sind auch in diesen Uebergangsgneissen vorhanden; meistens folgen sie den geraden oder welligen Schieferungsflächen; manche Linsen derartiger Gesteine, welche oft einem glimmerfreien, kleinkörnigen Granite gleichen, anastomosiren in dem biotitreichen Gneisse und geben auch an ihren Rändern durch streifige Anreicherungen von Biotit in den Gneiss über (Oslawathal bei Otzmanitz). Die perlgneissartigen Varietäten unmittelbar südlich von Otzmanitz gehen an einer Stelle (bei dem Kreuze am Feldwege) in feinkörnige Granitgneisse von sehr wechselndem Biotitgehalte über; manche Partien sind fast ganz glimmerfrei, andere sind sehr reich an kleinen, schwarzen Biotitschuppen, welche zwischen den rundlichen Feldspäthen vertheilt sind; in anderen Partien ist hingegen der Biotit in ziemlich groben Flasern angereichert. Es können Handstücke von einem Blocke einen sehr verschiedenen Biotitgehalt aufweisen und auch vollkommen granitisch oder sehr wohl geschiefert sein.

Schriftgranitartige Gänge, welche gegen den umgebenden Gneiss scharf absetzen, wie sie in dem nördlichen Gneissgebiete so häufig auftreten, sind hier im Allgemeinen verhältnissmässig seltener; nur nördlich von Wokaretz sind sie in einigen Schottergruben in grösserer Mächtigkeit aufgeschlossen.

g) Einlagerungen von krystallinischem Kalkstein finden sich eigenthümlicherweise am häufigsten gerade in den ebenerwähnten biotitreichen Gneissen in der Nähe des Amphibolitgranitites. Der mächtigste Zug (5—6 *m*) von rein weissem Marmor streicht von der C. 453 SSW von Jassenitz gegen Süden durch den Graben, welcher in die Jassinka mündet, keilt aber hier bereits aus. Die übrigen Vorkommnisse sind nur sehr beschränkt und unbedeutend. Es sind kleine Bänke am Gehänge unmittelbar nördlich von Nalouczan, eine kleine Linse (2-3 *m* mächtig) an der Mündung des Grabens von Otzmanitz in die Oslawa und zwei ganz kleine Vorkommnisse am rechten Ufer der Oslawa oberhalb Namiest. Die Mächtigkeit dieser Linsen erreicht nur wenige oder kaum einen Meter. Sie sind nicht so innig mit Pegmatiten vergesellschaftet, wie die Kalkvorkommnisse der Gegenden von Bobrau und Krzischanau, welche weiter im Norden in einem ähnlichen, mit zahlreichen Amphibolitzügen wechsellagernden, biotitreichen Gneisse auftreten. Dagegen finden sich neben diesen Kalken häufig grünliche Bänke von Kalksilikathornfels, welche z. B. bei dem Vorkommnisse im Oslawathale bis zu einer Mächtigkeit von einem Meter anschwellen.

2. Die Region des Bittescher Gneisses.

a) Bittescher Gneiss.

Die Gesteine, welche ich unter diesem Namen zusammengefasst habe, nehmen ein grosses Gebiet von der Form eines Kreisabschnittes ein. Im Nordwesten wird es abgeschnitten durch die Bittescher Dis-

location: im Westen und Süden wird es begrenzt und concordant überlagert von einem schmalen, bogenförmigen Gürtel verschiedenartiger Gesteine, welche der Phyllitreihe angehören; im Osten bricht es unweit der Kartengrenze an der NNO-SSW von Segengottes gegen Oslawan streichenden grossen Brünner Verwerfung ab. In der Umgebung von Gross-Bittesch enthält der Gneiss zahlreiche Einlagerungen von Phyllit, und von Aujezd über Swatoslau gegen Zhorsch dehnt sich eine breite Einlagerung von Phyllit aus. Von diesen, sowie von den meistens sehr wenig mächtigen amphibolitischen Einlagerungen wird weiter unten die Rede sein.

Das typische Gestein, wie es in zahlreichen Schottergruben der Umgebung von Gross-Bittesch und bei Jeneschau gebrochen wird und in der ganzen Erstreckung des Chvojnitzathales stellenweise in hohen Felsen ansteht, ist ein wohlgeschieferter Biotitgneiss, welcher in dicken, ebenflächigen Platten bricht. Solche Platten werden häufig (bes. bei Jeneschau) zu Stiegenstufen, Ueberdeckungen von Strassengräben u. s. w. verwendet. Im Querbruche zeigt das Gestein ziemlich regelmässige, fast stets geradlinige Streifen von Quarzfeldspath von wechselnder Breite, welche mit dünnen, dunklen, ebenfalls ziemlich regelmässigen Glimmerbändern wechsellagern. Die Streifen sind an grösseren Feldspathaugen gestaucht und weichen um dieselben aus. Diese Augen sind meist nur erbsengross und spitzrhombisch oder linsenförmig ausgezogen. In manchen Gebieten aber erreichen die Augen mehr als Haselnussgrösse, und in diesen Fällen kann man nicht selten noch die Spuren einer regelmässigen krystallographischen Umgrenzung erkennen. Von den Schotterhaufen bei Gross-Bittesch kann man sehr schöne Beispiele sammeln. U. d. M. sieht man oft an diesen orthoklastischen Feldspäthen die durch Druck hervorgerufene Mikroklingitterung. In den todten Räumen der Linsen haben sich an die Feldspäthe häufig mikropegmatitische Anwachszapfen angesetzt. Diese Umstände weisen auf die Entstehung des Gneisses durch Dynamometamorphose aus einem Granitporphyr.

Die Schieferungsflächen sind wohl im Grossen ebenflächig, im Kleinen aber bilden die zahlreichen Knoten und Buckel der porphyrischen Feldspäthe auf der Fläche eine besonders charakteristische Eigenheit dieser Gneisse. Die ganze Fläche ist mit seidenglänzendem, feinschuppigem oder feingefälteltem Glimmer überzogen, und zwar meistens in Folge der Mischung von Biotit und Sericit hellgrau gefärbt. Kaum ist irgendwo in diesen Gneissen der Biotit zu grösseren Schuppen ausgebildet, sondern die sehr kleinen Schüppchen sind zu unregelmässig wolkigen Flecken gruppirt. Der Sericit dürfte secundärer Natur und aus dem Feldspathe hervorgegangen sein. Oft liegen auch zwischen dem typischen Gneisse einzelne ganz feinkörnige, biotitführende Bänke ohne Feldspathaugen.

An einzelnen Punkten finden sich Varietäten des Bittescher Gneisses, in welchen die Schieferung zurücktritt und die Parallelstructur undeutlicher wird; dann verschwindet auch der Sericit und es ist nur dunkler Glimmer oft reichlich vorhanden. Dies ist z. B. in einzelnen Bänken bei der Biglovsky-Mühle SO von

Krzowy und im Thale südlich von Suditz der Fall. Beide Gesteine sind einander sehr ähnlich. Sie enthalten fast gar keinen Quarz. Erbsengrosse, unregelmässig eliptische oder linsenförmige Feldspäthe, oft von blassröthlicher Farbe, werden von einem Netzwerk dunkler Biotitstreifen umflossen. Eine feinkörnigere, wohlgeschieferte Grundmasse, wie in den typischen Varietäten des Bittescher Gneisses, ist in diesen Gesteinen nicht vorhanden.

Im mittleren Chvojnitzathale finden sich Blöcke, welche als grobkörniger, glimmerarmer, pegmatitartiger Granit bezeichnet werden müssen; sie enthalten ebenfalls nur sehr wenig Quarz. Die Orthoklase sind mehr als haselnussgross und gegeneinander allotriomorph begrenzt; dazwischen ist wenig schwarzer Glimmer eingebettet.

Diese Varietäten führen hinüber zu pegmatitartigen Gängen, welche an wenigen Punkten auftreten. Ein kleiner derartiger Gang von 0·8 *dm* Mächtigkeit in typischem Bittescher Gneiss mit kleinen Feldspathaugen bei Hluboky durchkreuzt in schiefem Winkel die Schichtung des Gneisses; die groben Biotite des Pegmatites sind in unregelmässigen Flasern geordnet, welche das deutliche Bestreben zeigen, der Schieferung des Gneisses zu folgen. Man sieht, dass der Pegmatit wohl der richtenden Kraft der Metamorphose einen grösseren Widerstand entgegengesetzt hat als der Gneiss, dass er aber nichtsdestoweniger von derselben merklich beeinflusst wurde. Aplitische Pegmatite finden sich in der Umgebung von Ketkowitz und im Walde NNW von Oslawan. Diese Pegmatite und Aplite können durchaus nicht verwechselt werden mit den viel häufigeren Pegmatitgängen in dem altarchäischen Gneissgebiete, welche dem Amphibolgranitite entstammen. Im Gebiete des Bittescher Gneisses findet sich niemals schriftgranitische Structur, welche dort fast die Regel ist, und Turmaline, welche dort so häufig sind, wurden hier nirgends gefunden.

An manchen Stellen verschwinden die Feldspathaugen des Gneisses vollständig, so dass ein plattiger Biotitgneiss entsteht (z. B. an der Strasse nördlich vom Namiester Thiergarten zwischen Jeneschau und Odratitz, C. 493 bei Jeneschau); das Gestein wird dann manchen Varietäten der alten Gneisse sehr ähnlich.

Sehr grosse Verbreitung besitzt ein Typus des Bittescher Gneisses, in welchem der Biotit vollkommen zurücktritt, welcher ausschliesslich Sericit führt oder vollkommen aplitisch wird. Man darf allerdings diese Gesteine nicht mit jener Form des Gneisses verwechseln, in welcher er sich in der Regel an den Strassen und Feldern zeigt, wo er durch längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt war; daselbst ist der Biotit in Folge der Bleichung durch die Verwitterung nicht mehr zu erkennen und das Gestein gleicht dann oft einem dünnschiefrigen, sericitischen Schiefer, während das frische Gestein an den Felsen der Thäler und in den Steinbrüchen zu sehen ist. Diejenigen Gesteine hingegen, in welchen der Biotit entweder ursprünglich nicht vorhanden war, oder in welchen sein Verschwinden einer Dynamometamorphose zugeschrieben werden muss, sind rein weiss, selten blassroth gefärbt, die Feldspäthe sind meistens von

seidenglänzendem Sericit überzogen. Die Feldspathaugen sind in der Regel in diesen Varietäten weniger entwickelt, als in den biotitführenden. Das kann man z. B. sehr deutlich an den Bänken sehen, welche dem biotitführenden Augengneisse im Schönwalder Steinbruche südlich von Jeneschau eingelagert sind. Immerhin sind auch in diesen Gneissen meistens die Feldspathaugen zu erkennen, wenn auch viel kleiner als sonst.

Die weissen, sericitischen und glimmerarmen Formen des Bittescher Gneisses treten hauptsächlich in einem bogenförmigen Gürtel nahe dem Rande der Phyllite von Aujezd und Swatoslau auf. Wo der Bogen an die grosse Verwerfung von Gross-Bittesch herantritt, in der Gegend nördlich Krzowy, von Katow und von Neudorf-Gurein, beherrschen sie das ganze Gebiet und sind hier oft schwer von den ebenfalls schiefrigen, aplitischen und sericitischen Randbildungen des Amphibolgranitites zu unterscheiden. Jedoch fehlen den letzteren die Feldspathaugen und führen dieselben manchmal Turmalin, welcher den Varietäten des Bittescher Gneisses vollständig fehlt. Ferner sind sie meistens weniger geschiefert als die Gneisse, und während diese meistens in dünnschiefrige Platten zerfallen, ist es für die Randbildungen zumeist charakteristisch, dass sie den Boden mit einer Menge polygonaler Bruchstücke bedecken; nicht selten ist in diesen auch noch schriftgranitische Structur erkennbar. Als weiteres Unterscheidungsmerkmal können noch die sehr zahlreichen Gänge von weissem Quarz gelten, welche allenthalben das Gebiet des Bittescher Gneisses durchschwärmen und deren Bruchstücke überall auf den Feldern in grosser Zahl zu sehen sind. In den Sericitgneissen jenseits der Bittescher Dislocation fehlen wohl die Quarzgänge nicht vollständig; ihr weit spärlicheres Auftreten bildet aber einen ferneren merklichen Gegensatz gegen die Region des Bittescher Gneisses.

b) Einlagerungen von Amphibolit und Amphibolschiefer.

Dem Complexe des Bittescher Gneisses müssen zugerechnet werden sehr häufige, äussert brüchige und dünnschiefrige Einlagerung von Gesteinen, welche theils ganz aus Biotit, theils ganz aus Amphibol und Chlorit bestehen und durch Vermengung dieser Bestandtheile ineinander übergehen. Die Bänke sind bei geringer Mächtigkeit sehr zahlreich, so dass es kaum möglich sein wird, ihre Vorkommnisse auf der Karte naturgemäss darzustellen. Beim Eisenbahnviaducte von Kralitz z. B. wechsellagern $^1/_2$—1 *m* mächtige Bänke von feinkörnigem Bittescher Gneiss ca. 20mal mit verschieden mächtigen Schmitzen und Bänken eines derartigen Amphibolschiefers; die Einlagerungen wiederholen sich oft mehrere Meter mächtig und ebenso wie der Gneiss schön wellig gebogen, an zahlreichen Punkten der Bahnstrecke gegen Rapotitz. Aehnliche Vorkommnisse sind sehr häufig, z. B. bei Suditz, beim Kralitzer Bahnhofe, bei Przibislawitz, bei der Panowsky-Mühle W von Swatoslau, im Schönwalder Steinbruche, im mittleren Chvojnitzathale, beim Bahnhofe von Rapotitz und an vielen anderen Punkten.

Feldspäthige Amphibolite, welche denen der alten Gneisse sehr ähnlich werden können, finden sich nur ganz vereinzelt innerhalb des Bittescher Gneisses, so z. B. an der Strasse von Jeneschau nach Putzow, nahe dem letzteren Orte und auf den Feldern östlich von Jedow.

c) Hangend-Zug von Phyllit und Schiefer.

Ein 500—600 *m* breiter Streifen verschiedenartiger Gesteine umrandet im Westen und Süden das Gebiet des Bittescher Gneisses. Der Zug streicht von Jassenitz direct südwärts nach Namiest, durchkreuzt hier mit leichter Abschwenkung gegen SSO den Namiester Thiergarten, quert nördlich von Brzeznik die Bahnlinie, berührt in einer leichten Ausbiegung östlich von Brzeznik das Chvoinitzathal, biegt dann, das Chvoinitzathal und eine enge Schlinge des Oslawathales überschreitend, südlich von Ketkowitz nach OSO, und schwenkt bei Oslawan ziemlich scharf gegen NO, wo er an dem grossen Abbruche der böhmischen Masse, der Brünner Verwerfung, endigt Die Schichten liegen überall 30—50^0 einfallend, concordant auf den Bänken des Bittescher Gneisses.

Unter den Gesteinen dieses Zuges herrscht bleigrauer bis grünlichgrauer, seidenglänzender, meist feingefälteter und hellverwitternder Phyllit vor. Er enthält sehr häufig die gewöhnlichen Quarzlinsen oder quarzige Bänke. Manchesmal geht er in einen harten, grauen Quarzphyllit über (Neumühle von Jedow). Im nördlichen Theile wird der westliche, äussere schmale Saum des Zuges von ebenflächig dünnschiefrigem, feinschuppigem Biotitschiefer gebildet; durch Biotitphyllite gehen beide Gesteine, welche häufig wechsellagern, ineinander über. — Ferner begleiten den Phyllitzug Einlagerungen von ebenflächig schiefrigem, plattigem Quarzit, welcher einerseits durch Anreicherung von Glimmer auf den Schichtflächen in Lagenglimmerschiefer und in den Biotitschiefer übergeht, anderseits durch Uebergänge mit einem rein feldspäthigen Gesteine in Verbindung steht. Es ist dasselbe Gestein, welches Rosiwal in ganz gleichen Verbandverhältnissen mit graphit- und krystallinischem Kalk führenden Phylliten und Glimmerschiefern in der Gegend von Oels und bei Swojanow angetroffen und als granulitartigen Schiefer bezeichnet hat [1]). Das Gestein ist meistens weiss, seltener blassroth gefärbt, und in der gleichen Weise plattigschiefrig, wie der Quarzit. Die extremen Glieder (bei Jassenitz und östlich von Jedow) scheinen ganz aus feinkörnigem Feldspath zu bestehen; oft sind aber dünne Bändchen von Quarz eingeschaltet, deren Anreicherung zu den plattigen Quarziten hinüberführt. Feine Glimmerhäutchen (Sericit) sind meist auf den Schieferungsflächen zu sehen.

Es ist klar, dass dieses Gestein trotz der grossen äusseren Aehnlichkeit der typischen Form, mit einem granatfreien, plattig schiefrigen Granulite, mit den echten Granuliten nichts zu thun hat, und dass es, wie aus den Verbandverhältnissen und den

[1]) Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1892, S. 294.

Uebergängen in Quarzit hervorgeht, einer sedimentären Serie angehört. Am ehesten lässt es sich wohl mit dem von den finnischen Geologen als Leptit bezeichneten metamorph-sedimentären Feldspathgesteinen vergleichen.

Nächst der Kirche von Jassenitz findet sich, im Graben anstehend und in Form grosser Blöcke verstreut, ein wenig geschichteter, grauer, körniger Quarzit; das massige Gestein weist stellenweise kleine Hohlräume mit kleinen Krystalldrusen von Quarz auf und bildet nur eine beschränkte Einlagerung in den unterhalb der Kirche anstehenden dichten Quarzschiefern und Phylliten.

Sehr zahlreiche Einlagerungen von Amphibolit von meist geringer Mächtigkeit sind den Amphibolschiefern des Bittescher Gneisses ähnlich; aber auch feldspäthige Amphibolite, ähnlich denjenigen des alten Gneisses, finden sich nicht allzuselten in diesen Schiefern vor; so eine kleine, $1^1/_2$ *m* mächtige Bank nächst dem Schotterbruche von Putzow.

Bedeutungsvoller sind die Vorkommnisse von krystallinischem Kalkstein, welche diesem Zuge angehören. Die wichtigsten Aufbrüche sind auf dem Kärtchen angegeben. Sie sind am unbedeutendsten in der Mitte des grossen Bogens (drei kleine Bänke im Eisenbahneinschnitte nördlich von Brzeznik) und nehmen sowohl gegen das nördliche Ende des Zuges bei Jassenitz, als auch gegen Osten bei Czuczitz und Oslawan an Zahl und Mächtigkeit zu. Bei Jassenitz sind vier z. Th. nur wenig mächtige Kalklager — z. Th. Cipolin und in einzelnen Bänken Ophicalcit — vorhanden. Sehr gut aufgeschlossen ist die Serie mit Zwischenlagen von Phyllit und Amphibolit in dem Graben unterhalb der Kirche. Auch in den Regenschluchten nördlich von Jassenitz sind nebst mehreren Lagern von dunkelgrünem, plattig-schiefrigen Amphibolit mehrere Kalkbänke aufgeschlossen, von denen einzelne aber nur 0·2—0·3 *m* mächtig sind. Unweit Putzow wird der krystallinische Kalk in einer Bank von wenigstens 10 *m* Mächtigkeit gebrochen. Nicht viel geben diesem Lager die Aufbrüche von Jedow und vom Namiester Thiergarten — hier, wie auch an einigen anderen Punkten von Brauneisenstein begleitet — an Mächtigkeit nach. Südlich von Ketkowitz werden das Chvojnitzathal und das Oslawathal von drei Kalkzügen gekreuzt, und bei Czuczitz werden vier Kalkbänke von 6—10 *m* Mächtigkeit gebrochen. Zwischen den Kalkbänken finden sich hier wie bei Oslawan sehr häufig Einlagerungen von Hornblendeschiefer.

Die krystallinischen Kalke dieses Schieferzuges unterscheiden sich insoferne von den Kalken der alten Gneisse, als sie nirgends von Pegmatit durchdrungen werden. Sie enthalten häufig grauen Grammatit, manchmal führen sie ophicalcitische Lager mit unregelmässigen grünen Flecken von Serpentin und Linsen von grossen, weissen, unregelmässig begrenzten Feldspathkörnern. Bei Jassenitz finden sich auch kleine Trümmer von Bleiglanz.

Von den zahlreichen Grahpit-Vorkommnissen, welche diesen Phyllitzug begleiten und allenthalben in den deutlicheren Profilen anzutreffen sind, sei hier nur das Vorkommen von Czuczitz er-

wähnt, welches seit Langem bereits bekannt ist und seinerzeit auch abgebaut wurde.

Bei Koroslep stellen sich, wie bereits erwähnt, Gneissglimmerschiefer und Granatglimmerschiefer ein, welche die Phyllite concordant überlagern und mit ihnen durch Uebergänge verbunden sind. Gegen Oslawan gehen ausserdem die Phyllite im Streichen in mehr glimmerschieferähnliche Varietäten über, so dass daselbst die Kalke z. Th. in Glimmerschiefer, statt in Phyllit eingebettet sind.

d) Phyllitgebiet von Swatoslau.

Die Umgrenzung der concordant unter den Bittescher Gneiss einfallenden Phyllite wiederholt bei Zhorsch und Rudkau den Bogen, welchen der äussere Phyllitzug bei Oslawan beschreibt. Nördlich von Swatoslau wird das Einfallen der Schichten gegen W ganz flach und bei Prosatin wird durch einen horizontal übergreifenden Lappen von Bittescher Gneiss eine Ausbuchtung des Gebietes hervorgerufen.

Das Gestein ist im ganzen Gebiete derselbe einförmige, bleigraue bis grünlichgraue, schön gefältelte Phyllit. Glimmerschieferähnliche Varietäten werden hier nirgends angetroffen. Den West- und Südrand des Gebietes umsäumt ein Streifen von grauem, oft quarzreichem, krystallinischem Kalkstein.

e) In der Umgebung von Gross-Bittesch und von Krzowy enthält der Bittescher Gneiss noch eine Reihe von Einlagerungen von Phyllitstreifen, welche gegen Süden auskeilen. Wahrscheinlich hat man es hier mit Einfaltungen von Gesteinen zu thun, welche derselben Serie angehören, wie der Hangend-Zug der Phyllite und Schiefer; denn diese Phyllite enthalten nicht nur an manchen Stellen ziemlich reichliche Graphitvorkommnisse, z. B. bei der Kirche und in der Umgebung von Gross-Bittesch, sondern auch Bänke von weissem, krystallinischem Kalkstein, welcher, ebenso wie die Kalke O von Jassenitz, Putzow und Jedow, grauen Grammatit führt (Kalkbank NO von Jassenitz und im Orte Krzowy); überdiess treten noch im Orte Krzowy und in dem Hohlwege südlich des Ortes dieselben plattigen Quarzschiefer auf, welche für den Zug der Hangend-Phyllite charakteristisch sind.

II. Tektonische Verhältnisse.

Die Verschiedenheit des östlichen Gneissgebietes oder der Regionen des Bittescher Gneisses und des westlichen, älteren Gneissgebietes, welche beide Gebiete durch die Dislocation von Gross-Bittesch und durch die Dislocation von Namiest voneinander getrennt sind, ist aus dem eben Gesagten ohneweiters ersichtlich. Kaum ein Gesteinstypus wiederholt sich in beiden Gebieten. Nur einige Formen von feldspäthigen Amphiboliten als Einlagerungen des Bittescher Gneisses sind manchen Amphiboliten der alten Gneisse sehr ähnlich; selbst die weissen, krystallinischen

Kalke weisen gewisse Verschiedenheiten gegenüber den kleinen Kalklinsen des grauen Gneisses auf (grössere Mächtigkeit, Grammatitvorkommen, Graphitführung, Mangel an pegmatitischen Intrusionen). Ueberdies fehlen dem Bittescher Gneisse nicht nur die Aufbrüche von Serpentin und von Amphibolgranitit, sondern auch jegliche jüngeren, pegmatitischen Intrusionen, welche mit den für das ältere Gneissgebiet so charakteristischen, meist turmalinführenden, schriftgranitischen Gängen irgendwie verwechselt werden können.

1. Die Bittescher Dislocation.

Das Gebiet von Nedwietitz, Laučka und Tischnowitz, welches die nordwestliche Fortsetzung der auf dem Kärtchen, Taf. XV dargestellten Region bildet, beherrschen nach Tausch [1]) glimmerarme, graue Gneisse mit feldspäthigen Knoten, oder echte Augengneisse (Lissitz) mit unregelmässigen Einfaltungen von Phyllit. Schon aus der Beschreibung von Tausch geht hervor, dass diese Gneisse völlig verschieden sind von den biotitreichen, grauen Gneissen, welche hauptsächlich den nördlichen Theil des dargestellten Kärtchens bilden, und Einlagerungen von Amphibolit und Granulit enthalten. Eher sind sie noch gewissen Formen des Bittescher Gneisses verwandt, mit denen sie die undeutliche Structur und die manchmal schmierige, phyllitartige Beschaffenheit der Schieferungsflächen und das Vorkommen rein sericitischer Gneisse gemein haben. Es scheint jedoch nicht am Platze, diese Gneisse mit den Bittescher Gneissen zu identificiren, denn die schönen Augengneisse sind dort kaum in derselben Form anzutreffen.

Schreitet man von dieser Region aus gegen Westen, so trifft man nahe der Grenze des dargestellten Gebietes auf Phyllite, welche den Gneiss überlagern und weiterhin in Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer mit Zwischenlagen von weissem Gneiss (rother Gneiss nach Rosiwal) übergehen. Diese wieder fallen ca. 40° gegen W unter die Gneisse von altarchäischem Typus mit den zahlreichen Amphibolitzügen und Granuliten ein. Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass diese Lagerungsverhältnisse keine ursprünglichen sind und dass die umgekehrte Schichtfolge von Phyllit, Glimmerschiefer und Gneiss durch eine nachträgliche Ueberfaltung hervorgerufen wurde.

Sehr complicirt und schwer zu verfolgen sind die tektonischen Verhältnisse innerhalb des altarchäischen Gneissgebietes, wie aus der manigfaltigen Umbiegung der Streichungsrichtungen des Gneisses und der eingelagerten Amphibolit- und Granulitzüge hervorgeht [2]). In manchen Fällen treten discordant streichende Züge sehr nahe aneinander, wie an der Umbiegung der Amphibolite bei Meziborsch und bei Libochau. Vielleicht werden sich diese Erscheinungen ein-

[1]) L. v. Tausch, Ueber die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine, sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. der k. k. geol. R.-A., Bd. XLV, 1895, S. 293.

[2]) Vergl. die Kartenskizze d. Verfassers, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1897, S. 140.

mal als schuppenförmige Ueberschiebungen innerhalb des Gebietes der alten Gneisse erklären lassen.

Südlich von Libochau und Meziborsch wird die Beurtheilung der tektonischen Verhältnisse noch dadurch erschwert, dass, wie es scheint, die Erstreckung der Gesteinszüge nicht mit dem Streichen der Schichten zusammenfällt. — In der Nähe von Zdiaretz und Rojetin scheinen die hier OW streichenden Gneissschichten die Umbiegung der Amphibolitzüge von Meziborsch zu wiederholen, sie behalten diese Streichungsrichtung mit Einfallen gegen Westen bis Wlkau und Borownik bei; bei Orzeschau und Eisenberg stellt sich aber wieder ohne sichtbare Vermittlung NS-Streichen mit wechselndem W- und O-Fallen ein. Leider ist aber dieses ganze Gebiet im Norden der Bittescher Dislocation so sehr von Culturen bedeckt und die Aufschlüsse so spärlich, dass sich eine nähere Deutung der tektonischen Verhältnisse nicht durchführen lässt.

Dass die aplitischen Randbildungen des Amphibolgranitites in der Nähe der Bittescher Dislocation schiefrig werden und sich in Sericit und Muskowitgneisse verwandeln, wurde bereits oben erwähnt; ebenso, dass sie nicht stets von den hier ebenfalls weissen, sericitischen Varietäten des Bittescher Gneisses leicht zu unterscheiden sind. In Folge dessen ist bei dem Mangel an Aufschlüssen, und da man gezwungen ist, sich nach den auf den Feldern zerstreuten Stücken zu orientiren, die Linie der Dislocation nicht immer genau bestimmbar. Bei Gross-Bittesch lassen sich die NNW-SSO streichenden Phyllitzüge bis nahe an den Granitit heran verfolgen, wo sie plötzlich abbrechen. Ebenso verhalten sich die NS streichenden Phyllitzüge bei Krzowy; ganz nahe dem Granititaufbruche von Katow finden sich noch auf den Feldern Bruchstücke von Phyllit und plattigem Quarzit. Bei Neudorf-Gurein folgt das Streichen des hier stark sericitischen Bittescher Gneisses der Richtung der Dislocation und die Schichten fallen ziemlich steil (45—50°) gegen dieselbe ein. Das ist auch noch in der Gegend von Aujezd der Fall, wo der Granatglimmerschiefer und der Phyllit scharf aneinandertreten.

Bei Jestraby und Jassenitz brechen so wie bei Katow die NS streichenden Phyllitzüge scharf an den aplitischen Randbildungen des Granitites ab.

2. Die Namiester Dislocation.

In dem älteren Gneissgebiete östlich von Jassenitz stossen von dem Granititrande die Schichten des grauen, biotitreichen Gneisses mit den zahlreichen Einlagerungen von Amphibolit in schiefem Winkel ab; weiter südlich aber verlaufen sie parallel dem Granitrande. Während die Schichten im Norden dieser amphibolitreichen Partie steil gegen West fallen, stehen sie in der Umgebung des Rathanteiches und beim Platzerhofe fast senkrecht; im Eisenbahneinschnitte fallen sie aber bereits wieder steil gegen Ost, und dieses Einfallen verflacht sich rasch in der Gegend von Wokaretz (30—40°). Wie bereits erwähnt, schwellen die Amphibolite in der

Gegend zwischen Wokaretz und Witzenitz zu breiten Linsen an, welche gegen Süden rasch auskeilen. Sie enthalten stellenweise nur ganz schmale Einlagerungen von Granulit, wie z. B. an der Strasse vom Platzerhof nach Witzenitz.

In der Nähe des Rathanteiches stehen die Schichten stellenweise senkrecht und fallen weiter östlich wieder steil gegen W ein, so dass die Schichten von Amphibolit, Granulit und Granulitgneiss von der Granititgrenze bis zur grossen Granulitlinse von Namiest einen Fächer bilden.

In der Gegend nördlich von Namiest bis Jedow kann man deutlich beobachten, dass die Schichten des grauen Gneisses und Granulitgneisses um die grosse Granulitlinse herumbiegen, so dass sie südlich von Jedow mit schwachem Südfallen OW streichen. Die Schichten haben hier neuerdings vom Rathanteiche bis Jedow zugleich mit der Wendung des Streichens eine Umbiegung in die entgegengesetzte Fallrichtung erfahren. Diese Bemerkungen mögen zeigen, wie complicirt und schwer zu deuten sich die Verbandverhältnisse der Gesteine innerhalb des alten Gneisses gestalten können. Horizontale Lagerung kommt in diesen alten Gneissen auch in den nördlichen Gebieten nirgends vor, und die Aenderungen der Fallrichtung vollziehen sich immer durch die senkrechte Stellung, d. h. in Form der Fächerstructur. Immerhin sind hier die Granulitaufbrüche in der Weise gut als Linsen gekennzeichnet, als das Streichen der Schichten ihrer Umgrenzung folgt, wie sich überhaupt in diesem Gneissgebiete die Grenzen der Gesteinszüge mit dem Streichen der Schichten recht gut in Einklang bringen lassen.

So lässt sich der Amphibolitzug, welcher, im Saugarten gegen Kramolin ziehend, dem Granulit eingelagert ist, und über dessen plötzliches Abbrechen im Norden oben die Rede war (S. 513), im Streichen recht gut verfolgen. Oestlich von diesem Zuge erfolgt wieder ein öfterer Wechsel in der stets steilen Schichtstellung bis Senohrad. In der Nähe von Heinrichslust steht der Granulit stellenweise saiger, bei der Střipíner Mühle an der Strasse nach Mohelno fallen die Granatamphibolite und flaserigen Gneisse 60—70° W; unterhalb Mathildensitz, SO von Koroslep stellt sich im Granulit und im perlgneissartigen Biotitgneiss wieder SO-Fallen mit SW-Streichen ein; das Streichen wird bis Senohrad beibehalten, das Fallen ändert sich stellenweise bis zur senkrechten Stellung der Schichten.

Schon ein flüchtiger Blick auf die Kartenskizze zeigt deutlich die Discordanz der eben erwähnten Gesteinszüge des altarchäischen Gneissgebietes und der Gesteinszüge des Gebietes des Bittescher Gneisses im Grossen. Bei Jassenitz setzt die Störung, welche beide Gebiete trennt, in schwer zu deutender Weise am Granititrande, resp. an der Dislocation von Bittesch ab. In den Schluchten zunächst der Jassenitzer Mühle am Nordende des Ortes werden dünnschiefrige Biotitphyllite mit Zwischenlagen von plattig schiefrigem Amphibolit, ca. 45° W fallend, von einer schiefrigen Form der aplitischen Randbildung des Granitites concordant überlagert.

Dieser Umstand lässt auf eine Ueberschiebung des Granitites über den Phyllit schliessen. Südlich von Jassenitz folgen auf die

Biotitschiefer und graphitführenden Phyllite mit concordantem Westfallen die dem westlichen Gneissgebiete angehörigen Hornblendeschiefer und feldspäthigen Amphibolite in ziemlich mächtigen Zügen, getrennt durch schwächere Bänke von Gneiss und Granulitgneiss. Hier ist jedoch zwischen beiden Abtheilungen ein Zug von biotitreichem Gneissglimmerschiefer mit porphyrischen Feldspäthen von ca. 80 *m* Mächtigkeit eingeschaltet. Dieser Zug findet sich auch in den südlichen Thälern bis in die Gegend von Jedow. In dem Profile nächst dem Kalkbruche bei der Neumühle von Jedow ist er nicht mehr zu sehen. Weiter unten wird von diesem schmalen Glimmerschieferzuge noch einmal die Rede sein.

Wenige Schritte westlich vom Kalkbruch von Jedow werden schon die plattigen und phyllitischen Biotitschiefer, denen die Kalkbank eingelagert ist, concordant überlagert von Biotitgneiss mit dünnen, granulitartigen oder perlgneissartigen, manchmal auch stark glimmerigen und schiefrigen Bänken. Diese Gesteine, welche meistens kleine Granaten führen, gehören ohne Zweifel der älteren Abtheilung der Gneisse an. Man kann hier erkennen, dass die Concordanz der Schichten beider Gneissgruppen zwischen Jassenitz und Jedow nur eine scheinbare ist, denn hier schliesst an die phyllitischen Biotitschiefer nicht mehr der Feldspathaugen führende, grobschuppige Glimmerschiefer an, und die mächtigen Bänke von Amphibolit sind hier auch nicht mehr vorhanden, sondern werden durch den granatführenden und stellenweise granulitartigen Gneiss ersetzt. Im Namiester Thiergarten sind es schuppige, feldspathreiche Gneisse, in der Nähe des Grossfelderhofes Augengranulit und echter Weissstein, welche unmittelbar an den Hangend-Schieferzug der Bittescher Gneissregion anschliessen.

Am Nordende des Ortes Brzeznik erscheint wieder ein grobschuppiger, brauner Glimmerschiefer, welcher in einzelnen Lagen sehr grosse Feldspathkörner enthält und den obenerwähnten Zwischenlagerungen bei Jassenitz ziemlich ähnlich ist. Er wird von dünnplattigem, häufig biotitführendem Amphibolschiefer SW fallend unterteuft; diese Form der Amphibolite findet sich weit häufiger als Einlagerung des Schieferzuges, als innerhalb der alten Amphibolite. 200 Schritte weiter gegen NO stehen die Phyllite an. Sonst ist das Gebiet unmittelbar östlich von Brzeznik leider mit einer ziemlich mächtigen Lehmschichte überdeckt.

Nächst dem Hegerhause von Koroslep im Walde finden sich zunächst die typischen Gesteine des Hangend-Schieferzuges (Phyllit, krystallinischer Kalk, plattiger Quarzschiefer und Biotitschiefer). Gegen Süden liegt hier auf diesen Gesteinen ebenfalls ein ziemlich grobschuppiger Biotitschiefer, welcher in Gneissglimmerschiefer und glimmerreiche Gneisse übergeht. Diese Gesteine bilden von hier an einen 600—1000 *m* breiten Zug, der sich, SO - O streichend, sehr schön in dem felsigen Oslawathale bis an den Abbruch der böhmischen Masse bei Oslawan verfolgen lässt. Mit Phyllit sind die Glimmerschiefer durch Uebergänge verbunden, wie das in den Aufschlüssen bei Czuczitz besonders deutlich zu sehen ist. Häufig stellen sich Granatglimmerschiefer ein, und in der Umgebung von Oslawan

gewinnt, wie bereits erwähnt, die Glimmerschieferfacies auch zwischen den sonst im Phyllit gelegenen Kalkbänken Raum.

Im Süden wird der aus Glimmerschiefer und glimmerreichem Gneiss bestehende Zug von einem grauen Biotitgneiss überlagert und ist mit diesem durch Uebergänge verbunden. Dieser Gneiss ist nicht unähnlich dem normalen grauen Gneisse des Westens. In der Nähe der Glimmerschiefer finden sich wohl auch stellenweise Zweiglimmergneisse und wohlgeschichtete Gneisse mit dünnen, regelmässigen Biotitlagen, wie sie auch im Norden in der Region der Glimmerschiefer bei Aujezd und Nedwieditz vorkommen. Aber in der Umgebung von Senohrad gehen sie rasch in die körnigen und unregelmässigen, flaserigen Varietäten mit den oft einzeln eingestreuten Biotitschichten über, welche für den normalen grauen Gneiss des westlichen Gebietes charakteristisch sind.

Während an der Trennungslinie beider Gneissgebiete die Gneisse und Glimmerschiefer der Ostregion gegen SO umbiegen, schwenken die Amphibolitzüge des westlichen Gneisses gegen SW. In dem kleinen Thale, welches von Senohrad zur Oslawa führt, treten die discordant streichenden Züge aneinander. Ueber dem rechten Gehänge dieses Grabens steht der Gneiss an mit NW—SO- bis OW-Streichen und S-Fallen von 40—50°; verstreute Blöcke von Amphibolit auf der Höhe deuten darauf hin, dass dieser Gneiss ebenso wie der Glimmerschiefer amphibolitische Einlagerungen enthält. Am linken Gehänge sind Hornblendeschiefer und Gneisse mit NNO—SSW-Streichen und steilem (ca. 70°) OSO-Fallen sehr schön aufgeschlossen.

Es wurde bereits oben erwähnt, dass im Norden der Bittescher Dislocation die Phyllite von Glimmerschiefer und diese von Gneiss überlagert werden, und dass diese Lagerungsverhältnisse keinesfalls die ursprünglichen sein können. Ganz dasselbe ist in der Gegend zwischen Senohrad und Oslawan der Fall, wo das Streichen innerhalb der östlichen Gneissscholle von der in gerader Linie gegen SSO fortziehenden Namiester Dislocation gegen SO und O abschwenken. Auch hier folgt über dem Bittescher Gneiss gegen Süd in concordanter Ueberlagerung Phyllit, dann Granatglimmerschiefer und Gneissglimmerschiefer und ferner normaler Gneiss. Der Bittescher Gneiss zeigt sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch deutlich die Wirkung von bewegenden Kräften und kann wohl als veränderter Granitporphyr angesehen werden, dessen Metamorphose im Wesentlichen dynamischer Natur ist. Der Mangel an jüngeren pegmatitischen Intrusionen beweist, dass er zu einer Zeit als der Amphibolgranitit die alten Gneisse durchdrang, eine höhere Lage als diese eingenommen haben muss. Da die pegmatitischen Gänge keine Anzeichen einer Dynamometamorphose aufweisen, ist auch die Annahme ausgeschlossen, dass die Gesteine des Bittescher Gneissgebietes einschliesslich der Phyllite und Schiefer jünger seien als diese, und dass beide Gebiete vielleicht durch eine Discordanz, von geringerem Alter als die Intrusion des Amphibolgranitites, von einander getrennt wären. Immerhin mag aber eine Discordanz von höherem Alter als die pegmatitischen Intrusionen zwischen den

Phylliten und Glimmerschiefern einerseits und der grossen Masse der alten Gneisse andererseits mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit angenommen werden: diese Discordanz muss jedoch durch nachträgliche bedeutende Bewegung und Entstehung von Druckschieferung völlig verwischt worden sein.

Im grossen Ganzen stehen die beiden Gneissregionen in ihrem Charakter einander in ähnlicher Weise gegenüber, wie das „Archaean" und das „Algonkian" der nordamerikanischen Geologen; in den westlichen Gneissen herrschen in hohem Grade unzweifelhaft die metamorphen Tiefengesteine, die granitartigen Gneisse und die Granulite vor; und im östlichen Gebiete spielen unzweifelhafte Sedimente, wie die Phyllite und graphitischen Schiefer, eine grosse Rolle. Es lassen sich aber trotzdem die amerikanischen Bezeichnungen nicht ohneweiters auf diese Abtheilungen anwenden, und zwar wegen der vielleicht zu engen Fassung, welche Van Hise den Begriffen des „Archaean" und „Algonkian" gegeben hat [1]). Van Hise will in seiner grossen, zusammenfassenden Arbeit über die nordamerikanische, vorcambrische Geologie die Bezeichnung „archäisch" nur auf jene Gneissgebiete angewendet wissen, welche keine metamorphen Sedimente enthalten, und als „algonkisch" sollen jene verändert sedimentären Gebiete bezeichnet werden, für welche das vorcambrische Alter feststeht. Die westlichen grauen Gneisse der hier besprochenen und der nördlich anschliessenden Gebiete enthalten nun — abgesehen von den Glimmerschieferzügen, welche als Zwischenbildungen gegen die phyllitführenden Gneisse reichliche Einlagerungen bilden — viele kleinere Linsen und Lager von krystallinischem Kalkstein; es kann also wenigstens die Möglichkeit des Vorhandenseins von Sedimentärgesteinen innerhalb dieser Gneisse nicht ausgeschlossen werden, und für die Phyllite und Gneisse am westlichen Rande des Kärtchens, an welche sich weiter im Osten die von Camerlander und von Tausch [2]) beschriebenen Conglomerate und Phyllite der Umgebung von Tischnowitz anschliessen, kann ein vorcambrisches Alter zwar mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit angenommen, aber nicht mit Bestimmtheit behauptet werden.

Umsoweniger dürfte man es aber wagen können, diese Bezeichnungen hier anzuwenden, da es wohl weit mehr eine Facies der Metamorphose und der Unterschied von Tiefengestein und Sedimentärgestein, als verschiedenes Alter sind, welche die Verschiedenheiten der Ausbildung beider Gneissgebiete bedingen.

Die tektonische Geschichte des besprochenen Gebietes, wie sie sich nach den bisherigen Beobachtungen darstellt, lässt sich in folgende Sätze zusammenfassen:

1. Zur Zeit, als die Gesteine die gegenwärtige Form der Metamorphose erhielten, mussten sich die Gesteine des östlichen Gneiss-

[1]) C. R. Van Hise, Principles of North American Precambrian Geology. XVI. Ann. Report of the Un. States Geol. Survey, 1894—1895, pag. 759.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, S. 407 ff. und 1895, S. 299 ff.

gebietes (Region des Bittescher Gneisses) in höherer Lage befunden haben, als die Gesteine des westlichen Gebietes.

2. Wenigstens die Gesteine des westlichen Gebietes mussten den gegenwärtigen Grad von Metamorphismus erreicht haben, als die Intrusion des Amphibolgranitites und der ihn begleitenden pegmatitischen Gänge erfolgte. Auch damals mussten sich die östlichen Gneisse in höherer Lage oder sonst ziemlich weit räumlich getrennt befunden haben. denn die pegmatitischen Gänge, welche keinerlei Anzeichen einer späteren Metamorphose aufweisen, dringen nirgends in die Gesteine des Bittescher Gneisses ein.

3. Wahrscheinlich nach Intrusion des Amphibolgranitites geschah die grosse Ueberfaltung gegen Ost, welcher die verkehrte Lagerung von Phyllit, Glimmerschiefer und grauem Gneiss im Nordosten und im Südosten des besprochenen Gebietes, sowie in den nördlich anschliessenden Regionen zuzuschreiben ist. Möglicherweise mag die Metamorphose des Bittescher Gneisses und der Phyllite erst zu dieser Zeit erfolgt sein. Bemerkenswerth ist jedoch. dass der Amphibolgranitit und die pegmatitischen Gänge, welche die Ueberschiebung mitgemacht haben müssen — da sie, wie bereits mehrmals betont wurde, innerhalb der östlichen Gneisse nicht angetroffen werden — keine oder nur Spuren mechanischer Beeinflussung zeigen. Es dürften also damals auch die alten Gneisse keine weiteren Veränderungen mehr erlitten haben. Nur an den Rändern der alten Scholle mochte eine neuerliche Druckschieferung vielleicht ursprüngliche Discordanzen zwischen den Gesteinen beider Regionen verwischt haben.

4. Nach der Faltung erfolgte die Namiester Dislocation; die Ueberlagerung der alten Gneisse und der Randbildungen des Granites über dem Hangend-Schieferzuge der Bittescher Gneissregion zwischen Jassenitz und Jedow deutet darauf hin, dass auch diese Störung den Charakter einer Ueberschiebung hat. Auch das sehr verschiedene Streichen der Schichten beider Regionen im Süden des Gebietes stimmt damit überein. Es scheint, dass eine Scholle der älteren Gneisse über die Scholle des Bittescher Gneisses geschoben wurde. Beide Schollen waren theilweise in verschiedener Richtung gefaltet. Die Ueberschiebung muss wegen ihres geradlinigen Verlaufes ziemlich steil einfallen. Im Osten hat die Erosion die tiefer liegende, z. Th. ostwestliche Faltungsrichtung blossgelegt.

5. Zuletzt hat die Durchreissung des im grossen Ganzen NS streichenden Gebirges an der Bittescher Dislocation in nordost-südwestlicher Richtung stattgefunden. Diese Störung dürfte den Charakter einer Verwerfung oder einer Verschiebung des nördlichen Flügels gegen NO haben. Die Störung ist eigenthümlicherweise innerhalb der alten Gneisse von einer Reihe von Aufbrüchen des Amphibolgranitites und deren aplitischen Randbildungen begleitet, welche ja unbedingt älter sein müssen, als die Störung selbst. Die Randbildungen sind nahe dem Bruchrande in Sericit- und Muskowitgneisse verwandelt: kleine Turmalingänge. welche die Schichtflächen dieser Gneisse in spitzem Winkel durchschneiden, beweisen, dass noch pneumatolitische Vorgänge in der Nähe der Amphibolgranitite stattgefunden und dem Sericitgneisse Borsäure zugeführt

haben, nachdem dieser bereits seine Schieferung erworben hatte. Die Fortsetzung der Bittescher Dislocation gegen SW ist noch nicht klargestellt, möglicherweise tritt sie bei Jassenitz in das Massiv des Amphibolgranitites ein und entzieht sich in Folge dessen der leichteren Beobachtung.

Gneisse von ähnlicher Beschaffenheit wie der Bittescher Gneiss und mit vielen Einlagerungen von Phyllit bilden eine Antiklinale im Nordosten des dargestellten Gebietes [1]), und nehmen das ganze Gebiet bis an den Bruchrand der böhmischen Masse ein. Zunächst dem Bruchrande bei Tischnowitz schliessen sich ihnen die dynamometamorphen Quarzconglomerate der Kwetnitza an. In der unmittelbaren Fortsetzung dieses jüngeren Gneisszuges finden sich südlich von Oels nach Rosiwal ganz ähnliche Augengneisse, wie diejenigen von Gross-Bittesch, auch dort gegen den älteren rothen Gneiss umrandet von verschiedenartigen Schieferzügen mit Einlagerungen von krystallinischem Kalk und Graphit; die Bänder von granatfreiem, granulitartigem Schiefer, welche daselbst den Phylliten eingelagert sind, erhöhen noch die Aehnlichkeit dieser Vorkommnisse mit dem Hangend-Schieferzuge des Bittescher Gneissgebietes.

Es zieht sich also entlang dem Bruchrande von Oslawan bis in die Gegend von Oels ein ziemlich breites Band von Gneissen mit mehr jüngerem und dynamometamorphem Habitus, stellenweise phyllitgneissartig, mit zahlreichen unregelmässigen Einlagerungen von Phyllit. Im Süden und Südwesten ist dieses Gebiet begrenzt von überlagerndem Phyllit und Glimmerschiefer, im Westen bei Gross-Bittesch bis in die Gegend von Laučka von der Bittescher Dislocation, dann neuerdings von überlagernden Phyllit und Glimmerschieferzügen, hier NS streichend.

Nordöstlich von Oels bei Swojanow verschwindet das Urgebirge unter der jüngeren Decke der transgredirenden cenomanen Bildungen und taucht erst wieder jenseits des grossen Bruches hervor. Es sei hier zum Schlusse nur noch darauf aufmerksam gemacht, dass ein Theil der Gneisse des Altvatergebirges, nämlich die von Becke [2]) als Kepernikgneiss bezeichneten Gesteine zwischen Goldenstein und dem Rausch-Tessthale, sehr ähnlich ist dem Bittescher Gneisse, wie ich an den Handstücken der Sammlung der Prager Universität sehen konnte. Die Frage wäre wohl von sehr grosser Bedeutung, ob sich in diesen Gesteinen der Sudeten, sowie in den dieselben begleitenden Glimmerschiefern und den häufig graphitführenden Phylliten [3]) eine Fortsetzung der hier besprochenen Gesteine der böhmischen Masse erkennen lässt, ob der Bittescher

[1]) v. Tausch l. c. S. 323.

[2]) F. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Cl., Bd. CI, Abth. 1, März 1892.

[3]) F. Kretschmer, Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt—Goldenstein. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. 47, S. 21.

Gneiss oder der Kepernikgneiss zusammengehören, wie das Streichen der Gesteine vom Hohen Gesenke im Grossen vermuthen liesse. Auch dort ist einer älteren Reihe von altarchäischen, krystallinischen Gesteinen (Eulengebirge) im OSO ein breites Band von schieferigen Gneissen mit jüngerem Habitus (Kepernikgneiss, Tessgneiss und Schieferhülle) vorgelagert. Die Verhältnisse sind noch nicht genügend geklärt, als dass man eine Zusammengehörigkeit der sudetischen Urgesteine mit denen des mährischen Hochlandes mit Sicherheit behaupten könnte. Eine Feststellung dieser Beziehungen würde einen sehr bedeutsamen Zug der schwer zu ermittelnden Structur dieser allerältesten Gebirgsruinen von Europa offenbaren.

Der marine Tegel von Theben-Neudorf in Ungarn.

Von **Franz Schaffer.**

Mit 7 Zinkotypien im Text.

Als ich im Sommer 1897 in der Umgebung von Theben-Neudorf geologischen Studien oblag, sammelte ich in der Tegelgrube der Wienerberger Ziegelwerke einige Gastropodenschalen, die mich bestimmten, der Fundstätte grössere Aufmerksamkeit zu widmen.

Mittlerweile sandte der Director der genannten Unternehmung, Herr Commerzialrath Dr. E. Teirich, eine Collection von Fossilien an das k. k. Hofmuseum in Wien, die mir Herr Director Th. Fuchs gütigst zur Bestimmung überliess.

Weitere Untersuchungen, die mir Herr Director Teirich auf das Liebenswürdigste gestattete, ermöglichten eine Beschreibung der Fauna der neuen Fundstätte. Obwohl die mir zur Bestimmung vorliegende Suite keineswegs den für eine erschöpfende Bearbeitung wünschenswerthen Umfang besass, — viele Arten waren nur in einem Exemplare vertreten — so ermöglichte doch das Auftreten mancher typischer Formen, Schlüsse in Betreff des Alters der Fauna zu ziehen.

Für die gütige Erlaubniss, die Tertiärsammlungen im k. k. naturhistorischen Hofmuseum zur Bestimmung benützen zu dürfen, sowie für so viele, mir sehr werthvolle Rathschläge fühle ich mich Herrn Director Th. Fuchs zu besonderem Danke verpflichtet.

Die Localität Neudorf liegt an dem linken Ufer der March, circa 5—6 *km* von deren Einmündung in die Donau entfernt, am Nordfusse des Thebner Kogels. Sie wird wegen der unter dem Namen der „Neudorfer Schichten", bekannten, fossilreichen Kalk- und Sandbildungen der zweiten Mediterranstufe oft genannt. Jetzt hat der Ort das erneute Interesse der Fachkreise durch die in der Tegelgrube der Wienerberger Ziegelfabriks- und Baugesellschaft auftretende Schlierfauna gewonnen.

Ein paar hundert Meter nördlich von dem Bahnhofe der Station Theben-Neudorf (Dévény - Ujfalu) der ungarischen Staatseisenbahn-

Gesellschaft betreibt die genannte Unternehmung seit vier Jahren eine ausgedehnte Ziegelgrube.

Nach Aussage der Verwaltung wurden schon immer Funde von Resten grosser Fische — besonders von Zähnen und Wirbelknochen — gemacht, deren Werth man leider nicht erkannte, und die daher der Zerstörung anheimfielen oder von den Arbeitern verschleppt wurden. Durch Zufall erfuhr die Direction und durch diese das naturhistorische Hofmuseum von den Funden; und nun schenkte man ihnen mehr Beachtung.

Die fossilführende Schichte ist ein kalkreicher Tegel, der jetzt bis in eine Tiefe von ca. 14 *m* aufgeschlossen ist. Die Oberfläche des Bodens bedeckt eine dünne Lage magerer Ackererde, die nur spärlichen Graswuchs gestattet. An vielen Stellen fehlt sie ganz. Es treten dann die diluvialen Sand- und Schottermassen zu Tage, welche die Ebene von dem Ufer der March bis an den Fuss der Vorberge der kleinen Karpathen erfüllen. Aus diesen leicht zerstörbaren Bildungen erhebt sich wie ein Plateau eine ausgedehnte Anhäufung von tertiärem Schotter, die sich in einer Länge von 4—5 *km* nach Norden erstreckt. Ihre Mächtigkeit ist sehr schwankend, an der Tegelgrube beträgt sie circa 4 *m*. Diese hauptsächlich aus Quarzitgeröllen bestehenden, dem Belvederschotter äusserst ähnlichen Schottermassen konnten der Denudation besser Widerstand leisten und ragen im Süden 10—20 *m* über die Umgebung empor. Sie sind reichlich mit Sand vermengt und intensiv rostbraun gefärbt. Ueber ihnen liegt längs der Eisenbahnstrecke eine Lage von diluvialen Geschieben, die deutliche Spuren des Transportes durch fliessendes Wasser zeigen. Einige Stücke liessen scharfe, angeschliffene Kanten nach Art der Facettengeschiebe erkennen.

Gegen unten geht dieser Schotter in eine sandige Tegellage über. Der Sand, in den oberen Partien vorherrschend, verschwindet in der Tiefe ganz. Der Tegel ist ein im frischen Zustande plastischer, getrocknet äusserst consistenter, oft mergeliger, glimmerreicher Thon. Seine Farbe ist an feuchter Luft graublau, stellenweise tiefblau, und geht mit dem Verluste der Feuchtigkeit in ein mattes Grau über. Der Kalkgehalt ist ein sehr wechselnder. Ich bestimmte aus fünf Proben, die ich verschiedenen Tiefen entnahm, einen Durchschnittsgehalt von 15% kohlensaurem Kalk. Beim Schlemmen findet man Foraminiferen und Splitterchen von Molluskenschalen in grosser Menge. Ausserdem enthält der Schlemmrückstand Quarz- und Pyritkörner, Glimmerblättchen und kleine Lignitbröckchen. Eine geringe Spur von Salz konnte nachgewiesen werden; Gypskrystalle finden sich häufig, und zwar sowohl als Einzelindividuen, als auch in paralleler Verwachsung als Säulchen von 4—5 *cm* Länge.

Der Tegel zeigt ein deutliches Fallen nach Westen unter die Marchebene, entsprechend dem muldenförmigen Baue des Beckens. Neben dieser Schichtung erkennt man ein ziemlich auffallendes Absinken einzelner Schollen gegen Norden an steilen, glattgestrichenen Rutschflächen. Die abgesunkenen Partien sind oft stark gestaut und verdrückt und zeigen — besonders in sandreichen Lagen — eine deutliche Faltung. Ob dieses Nachsitzen auf eine durch die

Grundwässer bewirkte Auslaugung der Liegendschichten zurückzuführen ist, war nicht zu entscheiden. Denn da zum Zwecke des leichteren Abbaues eine möglichst grosse Bodenfläche geschaffen werden soll, beschränkt man sich bis jetzt auf eine geringe Tiefe.

Die Fauna des Tegels.

Bei der Bestimmung der Fauna bediente ich mich des grundlegenden Werkes von M. Hoernes: „Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien". Weiters benützte ich: R. Hoernes und M. Auinger, „Die Gastropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterranstufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie" und R. Hoernes, „Die Fauna des Schlier von Ottnang". (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1875, IV. Heft.)

Foraminifera.

Da die Bestimmung der äusserst reichen Foraminiferenfauna nur sehr langsam fortschreitet, behalte ich die Mittheilung der diesbezüglichen Resultate einer späteren Zeit vor. Ich will nur als auffällige Thatsache das starke Vorherrschen kleinerer Formen erwähnen. Exemplare von 1 *mm* Grösse sind sehr selten. Die Gattungen *Globigerina, Cristellaria, Uvigerina, Clavulina* und *Textularia* überwiegen, während *Nodosaria*, *Polymorphina* und *Rotalina* zurücktreten.

Echinodermata.

Brissopsis Ottnangensis R. Hoern.

Die leider nur sehr schlecht erhaltenen Schalenreste und Abdrücke lassen doch die Identificirung mit der von Ottnang beschriebenen Art zu. Abweichungen in der Stellung der Petaloiden dürften durch die Verdrückung in dem weichen Tegel zu erklären sein.

B. Ottnangensis ist auch von Ostrau und Walbersdorf bekannt.

Schizaster spec. ind.

Cidaris spec. ind.

Bruchstücke von Stacheln und Tafeln der *Corona.*

Lamellibranchiata.

Pecten denudatus Reuss.

Die zarten, leicht zerbrechlichen Schalen gehören mit zu den häufigsten Fossilien des Neudorfer Tegels, und manche der tieferliegenden Schichten enthalten sie in grosser Zahl. *Pecten denudatus* ist von Ottnang, Wieliczka, Walbersdorf, Forchtenau u. a. O. bekannt. Auch in dem Schlier Italiens und Frankreichs ist er als charakteristisches Fossil vertreten.

Ostrea spec. ind.

Zahlreiche Bruchstücke von dickschaligen Formen.

Modiola spec. ind.

Nucula nucleus Linn.

Die häufig gefundenen lichtbraunen Schalen erreichen höchstens eine Länge von 10 *mm*. Die Mehrzahl ist nur circa 6 *mm* lang.

Leda subfragilis R. Hoern.

Die Exemplare von Neudorf gleichen ganz der aus Ottnang beschriebenen Form.

Pectunculus pilosus Linn.

Die mir vorliegenden Schalenfragmente erlauben eine sichere Artbestimmung, doch scheinen sie durchwegs kleineren Exemplaren angehört zu haben.

Cryptodon (Axinus) subangulatus R. Hoern.

Die nur selten gut erhaltenen, äusserst dünnen Schalen zeigen deutlich die charakteristischen Querrunzeln, die vorne und hinten einen scharfbegrenzten Streifen freilassen. R. Hoernes beschreibt diese Species von Ottnang.

Lucina sinuosa Don.

Die meistens beschädigten Stücke lassen die doppelt umkielte, grosse Lunula, die von zwei Falten umschlossene, weite Area und die beiden sich gabelnden Radialrippen in der Mitte der Schale erkennen. Ich glaube sie daher zu der von Grund, Windpassing, Hall, Kremsmünster u. a. O. bekannten Art zählen zu können.

Tellina pellucida Brocc.

Das zarte Gehäuse dieser häufig auftretenden Bivalve ist meistens verdrückt und besitzt eine glänzend hellbraune Oberfläche.

Solenomya Doderleini Mayer.

Diese ursprünglich aus der Umgebung von Wien beschriebene Art gehört jetzt in Folge ihres häufigen Auftretens im Schlier zu den für diesen Horizont charakteristischen Fossilien. R. Hoernes fand sie bei Ottnang, A. Reuss in den Steinsalzlagerstätten von Wieliczka (A. Reuss: „Die fossile Fauna der Steinsalzablagerungen von Wieliczka in Galizien". 55. Band der Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften 1867, pag. 120). Th. Fuchs erwähnt in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1874, Nr. 5 („Petrefacte aus dem Schlier von Hall und Kremsmünster") das Auftreten dieser Species an den genannten Localitäten, E. Kittl führt sie aus den Miocänbildungen von Ostrau an („Die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevieres und deren Faunen". Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, Vol. II.). Auch in dem Tegel von Walbersdorf und im Schlier Italiens tritt *Solenomya Doderleini* häufig auf.

Pholadomya Fuchsi nov. spec. (Fig. 1, 2 und 3.)

Die zahlreichen Exemplare dieser zartschaligen Bivalve sind fast durchwegs in der für Pholadomyen charakteristischen Weise zusammengedrückt, so dass der Rücken dem Bauchrande genähert ist. Ihre Grösse ist sehr verschieden. Ich mass den Abstand der Wirbel von dem unteren Schalenrande an vielen Stücken. Die Messungen ergaben 22 und 50 *mm* in den beiden extremsten Fällen. Die anderen Dimensionen waren in Folge der Verdrückung nicht zu bestimmen. Das Gehäuse ist gleichschalig, ungleichseitig. Die perlmutterglänzenden, transparenten Schalen sind *Mytilus*-artig gewölbt und bilden rückwärts einen kurzen, flachen Schnabel. Zahlreiche starke, concentrische Rippen bedecken das Gehäuse und verschwinden, eine glatte Area freilassend, am Rücken gegen die eingerollten Wirbel hin. Auf den Steinkernen sind sie deutlich zu erkennen. In der Mitte der Schale verlaufen feine Radialrippen, deren Zahl

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Pholadomya Fuchsi nov. spec.

Fig. 1. Ansicht von vorne. Fig. 2. Ansicht von rückwärts. Fig. 3. Seitenansicht.

sehr verschieden ist. Manchmal fehlen sie ganz. Sind nur ca. 5 solcher Rippen vorhanden, so beschränken sie sich auf die Wölbung, sind sie aber zahlreicher — etwa 12 — so treten sie vorne bis an den Rand der Schale heran, was rückwärts nicht der Fall ist. Einen Zusammenhang zwischen der wechselnden Grösse und der Art der Berippung konnte ich nicht erkennen. Ich glaube daher, alle vorliegenden Exemplare zu derselben Species zählen zu müssen.

F. Toula erwähnt in den Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt 1885, S. 245, eine *Pholadomya* aus dem Tegel von Walbersdorf. Und in einer im k. k. naturhistorischen Hofmuseum befindlichen Suite dieser Localität fand ich einige Vertreter der Gattung, die von den Neudorfer Exemplaren nicht zu unterscheiden sind.

Die neue Species besitzt die grösste Aehnlichkeit mit *Pholadomya Vaticana*, die Giuseppe Ponzi in seiner Arbeit „I fossili del Monte Vaticano“ (Atti della Reale Acc. dei Lincei. tom. III°, ser. II[a], 1876) aus den Pliocänschichten des Monte Vaticano beschreibt. Die Grösse und Gestalt stimmt vollständig überein, nur besitzt *Ph. Vaticana* stets 4—6 erhöhte Radialrippen.

Neaera cuspidata Olivi.

Diese in dem Tegel von Baden und den Sanden von Grund seltene Bivalve, die R. Hoernes auch bei Ottnang nicht häufig fand, liegt mir in einigen Exemplaren vor.

Corbula gibba Olivi.

Die Schalen sind kleiner als die von Baden bekannten und etwas ungleichseitig. Im Neudorfer Tegel und bei Walbersdorf sind sie häufiger als bei Ottnang.

Scaphopoda.

Dentalium entalis Linn.?

Die Neudorfer Exemplare stimmen mit den von Ottnang beschriebenen fraglichen Vertretern dieser Art überein und weichen mit ihnen durch die bedeutende Grösse von den aus der Umgebung von Wien bekannten Schalen dieser Species ab. Da die Spitze mit dem charakteristischen Ausschnitte stets abgebrochen ist, kann ich den bezeichneten *Dentalium*-Schalen die Zugehörigkeit zu *D. entalis* weder zu- noch absprechen.

Dentalium incurvum Ren.

Bruchstücke des runden, etwas gebogenen Gehäuses lassen die äussere dicke, späthige und die innere dünne, kalkige Röhre erkennen.

Gastropoda.

Turbo spec. ind.

Mehrere der nabelförmigen Deckel und Bruchstücke der starken, perlmutterglänzenden Schale.

Trochus spec. ind.

Xenophora spec. ind.

Nerita spec. ind.

Natica helicina Brocc.

Unter den äusserst zahlreichen Gehäusen sind wohl kaum ein paar gleiche zu finden. Sie variiren ausserordentlich in Grösse und Gestalt. Ich bestimmte bei einigen die Höhe mit 7 *mm*, bei anderen betrug sie 25 *mm* und darüber. Die grössere oder geringere Wölbung der Umgänge verändert das Profil beträchtlich, und das Verhältniss der Höhe zur Breite schwankt in weiten Grenzen. Ich ermittelte bei einer grossen Zahl von Exemplaren die Höhe von der Spitze bis zu dem unteren, auf die letzte Windung zurückgeschlagenen Lappen des inneren Mundrandes, und die Breite von der Spitze des oberen Lappens bis zu dem entferntesten Punkt des letzten Umganges diametral gemessen. Das Verhältniss der Höhe zur Breite — ein Mass für die

flachere oder spitzere Form des Gewindes — schwankt zwischen 1·0 und 1·7, wobei die kleineren, den flacheren Formen entsprechenden Quotienten überwiegen. Oft ist eine breite Nabelschwiele angedeutet, die den Nabel verengt, und auch die Ausbildung der Lappen des linken Mundrandes ist verschieden.

Natica millepunctata Lam.

Exemplare, die ich dieser Art sicher zuzählen darf, fand ich nur selten. Farbenspuren zeigten sich auf wenigen Gehäusen, und die halbcylindrische Spiralschwiele des Nabels war meist nur angedeutet. Doch hat schon M. Hoernes das Flacherwerden der Schwiele bei den Wiener Exemplaren festgestellt. Der allgemeine Habitus des Gehäuses ist auch bei dieser Form sehr wechselnd.

D. Stur gab in seinen „Beiträgen zur Kenntniss der stratigraphischen Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens" (Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1870, pag. 301) eine Tabelle zur Vergleichung der bei Soos, Baden, Vöslau und Möllersdorf festgestellten Zahlenverhältnisse zwischen den Exemplaren von *N. helicina* und *N. millepunctata*. R. Hoernes fügte seine diesbezügliche Beobachtung in dem Schlier von Ottnang hinzu. Bei Möllersdorf war das Verhältniss von *N. millepunctata* zu *N. helicina* 2 : 1, bei Baden 1 : 1, bei Soos 1 : 3·5, bei Vöslau 1 : 4 und bei Ottnang 1 : 43. Diese letzten Zahlen dürften auch für Neudorf ziemlich unverändert gelten. Doch ist für eine genaue Bestimmung die bisherige Ausbeute zu gering.

Turritella turris Bast.

Die fünf Kiele, von denen der vorletzte der stärkste ist, sowie die feine Querstreifung und die **S**-förmigen Zuwachsstreifen gestatten die Bestimmung der stark angegriffenen Gehäuse.

Turritella Riepeli Partsch.

Zahlreiche, bis 120 *mm* grosse, guterhaltene Schalen mit glänzender Oberfläche.

Turritella subangulata Brocc.?

Es ist fraglich, ob die Bruchstücke zu dieser Species gerechnet werden sollen, oder ob sie Spitzen der *Turritella Riepeli* sind. Die charakteristischen unteren Windungen sind abgebrochen, und die oberen lassen neben dem starken Mittelkiele manchmal zwei schwache Seitenkiele erkennen.

Turritella vermicularis Brocc.

Die recht gut erhaltenen Exemplare zeigen auf den letzten Umgängen ausser den drei typischen Querreifen einen vierten Reifen angedeutet, den Brocchi auch bei den italienischen Formen bemerkte (Conchiologia foss. subap. Vol. II. pag. 372). Die bisher bekannten Wiener Exemplare von Steinabrunn, Grinzing, Grund u. a. O. haben stets nur drei Reifen.

Turritella Archimedis Brong.

Einige, sicher zu bestimmende Gehäuse, sowie eines, das ich mit

Turitella Pythagoraica Hilber.

identificiren kann. Dr. Vincenz Hilber beschreibt diese Art aus dem Miocän von Czepiele und anderen galizischen Fundstätten. Vier starke und vier schwache alternirende Querreifen auf der oberen Hälfte der Umgänge, fünf feine Reifen zwischen und drei stärkere unter den beiden Hauptkielen sind die bezeichnendsten Merkmale. Ich muss aber hinzufügen, dass diese Art der Berippung manchmal nur undeutlich ausgeprägt ist.

Melanopsis Aquensis Grat.

Diese von Grund als sehr selten beschriebene Form, die auch bei Forchtenau auftritt, konnte ich in einem Exemplare wiedererkennen.

Cerithium lignitarum Eichw.

Die trefflich erhaltenen Exemplare zeigen auf den oberen Windungen vier Knotenreihen, zu denen sich auf den unteren eine fünfte gesellt.

Cerithium Michelotti Hoern.

Diese bei Baden, Möllersdorf, Pötzleinsdorf und Lapugy selten auftretende Form liegt mir in einem prächtigen Stücke vor.

Chenopus pes pelicani Phil.

In mehreren Bruchstücken und Abdrücken.

Strombus (Bonelli Brong.?)

Ein Fragment, das die Spindel und die ersten Windungen zeigt.

Cypraea spec. ind.

Stark verdrückt und daher nicht näher bestimmbar.

Cassis saburon Lam.

Zahlreiche Exemplare.

Cassis spec. ind.

Mehrere Bruchstücke der letzten Windung mit starkem Mundrande.

Cassidaria echinophora Lam.

Von dieser Species sind nur Bruchstücke erhalten, die meistens den starken rechten Mundrand zeigen. Der linke Mundrand trägt zahlreiche Runzeln, während die Kerbung zurücktritt.

Triton Tarbellianum Grat.

Die zahlreichen, gut erhaltenen Stücke gehören der von M. Hoernes erwähnten Varietät an, bei der die Längsreifen gegen die

unteren Windungen hin schwächer werden und schliesslich ganz verschwinden. Der letzte Umgang zeigt nur die feinen, erhabenen Querlinien, die die ganze Schale bedecken.

Murex tortuosus Sow.

Die thurmförmige, spitze Schale hat sechs convexe Umgänge. Die blattförmigen Varices laufen in rechts drehender Richtung herab, doch ist die Drehung nicht so stark, wie bei den Exemplaren aus der Umgebung von Wien. Die zwischen den Varices stehenden zwei oder drei Längsknoten sind auf den unteren Windungen undeutlich. Die gewöhnlich auftretende feine Querstreifung fehlt vollständig, was auch bei manchen der von M. Hoernes beschriebenen Exemplare der Fall ist.

Fusus virgineus Grat.

Mehrere, gut erhaltene Gehäuse.

Fusus Valenciensis Grat.

Die Exemplare weichen nicht von denen anderer Fundstätten ab.

Fasciolaria Bellardi Hoern.

Diese in dem Tegel von Baden seltene Art konnte ich in einem gut erhaltenen Exemplare wieder erkennen.

Fasciolaria Tarbelliana Grat.

In mehreren Varietäten, die wohl alle zu dieser so veränderlichen Species zu rechnen sind.

Mitra nitida nov. spec. (Fig. 4.)

Sie ähnelt der *M. cupressina Brocc.* von St. Agata bei Tortona und von Ruditz, steht aber mit ihrem stufenförmigen Profil und der bauchigen Gestalt selbstständig da. Auch besitzt keines der Exemplare

Fig. 4.

Mitra nitida nov. spec.
Länge 20 *mm*, Breite 8 *mm*.

von diesen Fundstätten das stark ausgeprägte erhöhte Band am oberen Theile der Windungen, das ein Drittel ihrer Höhe einnimmt. Dieses Band wird durch eine flache, breite Einschnürung der Umgänge gebildet

und ist gegen unten durch einen vertieften Querstreifen, gegen oben durch das steile Abfallen zur vorhergehenden Windung scharf begrenzt. Die Umgänge, 8—9 an der Zahl, sind von starken, schief gestellten Längsrippen bedeckt, die über die Einschnürung ungestört hinweggehen und sich nach einer leichten Beugung auf dem Bande fortsetzen. Auch der letzte Umgang zeigt diese Rippen, die aber gegen die Mündung schwächer werden. Ausserdem ist die ganze Schale von feinen Querfurchen bedeckt, die auf dem Bande über die Rippen hinwegsetzen, auf dem übrigen Theile der Schale aber nur zwischen ihnen sichtbar sind. Die Schlusswindung zeigt sie nur in der Nähe des Bandes und an der Basis. Die beiden Embryonalumgänge sind glatt. Die Mündung ist lang, der dünne rechte Mundrand meistens abgebrochen, der linke durch eine feine Furche der Spindel deutlich begrenzt. Von ihm gehen fünf schief gestellte Falten aus, die von oben nach unten kleiner werden und convergent verlaufen. Die Spindel ist gerade, wie der kurze Canal.

Diese neue Species besitzt Aehnlichkeit mit *Uromitra pluricostata Bell.* und *U. clathurata Bell.*, die beide das stufenförmige Profil besitzen. Sie ist aber von ihnen durch ihre gedrungene Gestalt, ihr deutlicheres Profil und durch das entschieden erhabene Band wohl zu unterscheiden. Auch setzen bei beiden Formen des italienischen Tertiärs alle Querstreifen über die Rippen hinweg. *Uromitra scalaeformis Bell.*, die ihrem treppenartigen Gewinde den Namen verdankt, besitzt wohl ein ähnliches Band, hat aber eine vollständig gegitterte Oberfläche.

Mitra Neudorfensis nov. spec. (Fig. 5.)

Die mir vorliegenden, zum Theile recht gut erhaltenen Exemplare sind von *Mitra cupressina Brocc.* von Soliano Tortonese, mit der sie einige Aehnlichkeit haben, leicht zu unterscheiden. Solche

Fig. 5.

Mitra Neudorfensis nov. spec.

Länge 36 *mm*, Breite 9 *mm*.

stufenförmig aneinander sich anschliessende Umgänge konnte ich bei keiner Form wiederfinden. Ausserdem bietet die schlankere Gestalt und die Zahl der Umgänge (8—9) deutliche Unterscheidungs-

merkmale. Sehr charakteristisch ist das am oberen Theile der ebenen Windungen unter der Naht verlaufende Band, das durch eine starke Querfurche gegen unten begrenzt ist und circa ein Viertel der Höhe der Windungen einnimmt. Dem letzten Umgange fehlt das Band fast vollständig, er schliesst sich allmälig an den vorhergehenden an. Die Spitze des Gehäuses ist gewöhnlich abgebrochen. Die dicke Schale bedecken gerade, engstehende, etwas schief gestellte Längsrippen, die auf der Schlusswindung ganz oder beinahe verschwinden. Diese Rippen setzen sich von der Trennungsfurche etwas eingeschnürt auf das Band fort. Die ganze Schale ist von feinen Querfurchen bedeckt, die auf dem Bande über die Rippen hinweg verlaufen, sonst aber nur zwischen ihnen auftreten. Der letzte Umgang zeigt meistens nur die starken Zuwachsstreifen. Der äussere Mundrand ist scharf und gewöhnlich abgebrochen. Der linke ist erst unterhalb der obersten der fünf Falten, die die gerade Spindel umgeben, deutlich sichtbar. Es sieht aus, als ob er, zu den Falten zusammengerafft, nicht mehr bis zum oberen Mundrand gereicht hätte. Die Falten nehmen von oben nach unten an Stärke ab und verlaufen convergent. Der Canal ist gerade und kurz. *Mitra Neudorfensis* unterscheidet sich von *M. nitida* durch die schlankere Gestalt, die ganz geraden Rippen, die durch die Querfurche unterhalb des Bandes eingeschnürt sind, sowie durch das mit dem übrigen Theile der Windung in einer Ebene liegende Band. Auch sind beide Arten in der Grösse sehr verschieden.

Ancillaria glandiformis Lam.

In mehreren, gut erhaltenen Stücken. Die beiden Bänder sind intensiv hellbraun gefärbt, das untere ausserordentlich schmal.

Terebra fuscata Brocc.

Die mir zur Bestimmung vorliegenden Exemplare sind an der Oberfläche stark corrodirt, zeigen aber doch die schwach ausgeprägte Binde und die **S**-förmigen Längsfalten der oberen Windungen, die gegen unten in starke Zuwachsstreifen übergehen.

Terebra cf. Fuchsii R. Hoernes.

R. Hoernes beschreibt aus dem Schlier von Ottnang eine der *Terebra costellata Sow.* ähnliche Form, die aber durch die zahlreichen geraden Längsrippen ausgezeichnet ist. Besonders auf den unteren Windungen stehen diese Rippen sehr dicht und sind ausserordentlich zart. Nur auf den obersten Umgängen war ein schwaches Band zu erkennen. Die Länge der Exemplare betrug 34 *mm*; sie besassen 11 Windungen. Die Spitze war abgebrochen. Dieser Art dürften zwei flachgedrückte Gehäuse der Neudorfer Sammlung angehören. Nach Entfernung der Schale konnte ich auf dem Abdrucke 15 ebene Windungen zählen. Die drei Embryonalumgänge sind glatt, die übrigen besitzen ganz das Aussehen der von Ottnang beschriebenen Stücke. Die Mündung ist nicht zu erkennen. Länge der Exemplare circa 28 *mm*.

Pleurotoma spinescens Partsch.

Die vorliegenden Gehäuse erreichen eine Länge von 12 *mm* und haben 6 Mittelwindungen. Sie entsprechen vollständig den Ottnanger Exemplaren der Sammlung im k. k. naturhistorischen Hofmuseum, weichen aber mit ihnen von den Vertretern dieser Art von anderen Fundstätten durch die geringe Grösse und die schwache Entwicklung der Knoten ab.

Pleurotoma Neudorfensis nov. spec. (Fig. 6.)

Das schlanke, thurmförmige Gehäuse hat 9—10 Windungen. Die Spitze mit den embryonalen Umgängen ist abgebrochen. Die Mittelwindungen zeigen etwas ober ihrer Mitte eine starke Einschnürung, in der die **S**-förmigen Zuwachsstreifen das Knie bilden. Den oberhalb dieser Einschnürung gelegenen schmäleren Theil der Umgänge nimmt ein deutlicher Wulst ein, der in der Mitte starke, ziemlich weit voneinander abstehende Knoten trägt. Die Knoten sind quergestreckt, werden gegen unten stärker und treten bis unmittelbar an die Mündung

Fig. 6.

Pleurotoma Neudorfensis nov. spec.

Länge circa 65 *mm*, Breite 25 *mm*.

der Schale. Unterhalb der Einschnürung verläuft ein zweiter breiterer und gewölbter Wulst, der bis an die untere Naht reicht. Er ist glatt. Die Naht liegt in Folge der beiden, an ihr zusammentreffenden Wülste in einer scharfen Rinne. Die Schlusswindung zeigt auch die Einschnürung und die beiden Wülste, die stumpfe Knoten tragen. Die Basis ist mit zwei oder drei schwachen Querrippen versehen. Der rechte Mundrand ist abgebrochen, der linke schmiegt sich an die gerade Spindel an. Die Oberfläche der Schale ist glatt und glänzend.

Pleurotoma cerithiformis nov. spec. (Fig. 7.)

Das leider nicht gut erhaltene Gehäuse besitzt Aehnlichkeit mit einer von R. Hoernes beschriebenen *P. Nataliae* von Rakowitza bei Belgrad. Die bauchig-kegelförmige Schale hat ein spitzes Ge-

winde, dessen Umgänge rasch an Höhe abnehmen. Eine schmale, aber stark vertiefte Rinne theilt die Windungen in der Mitte. Oberhalb, sowie unterhalb verlaufen je zwei erhabene Reifen, die stumpfe Knoten tragen. Der unmittelbar über der Rinne befindliche Reifen zeigt die Knoten oft nur undeutlich. Ob die beiden unteren Knotenreihen auf den ersten Windungen zu einer vereint sind — wie es bei *P. Nataliae* der Fall ist, konnte ich nicht feststellen. Während

Fig. 7.

Pleurotoma cerithiformis nov. spec.

Länge circa 23 *mm*, Breite 13 *mm*.

aber bei dieser die starken Zuwachsstreifen an der zweiten Knotenreihe von oben gezählt das Knie bilden, zeigt die neue Form die sehr scharfe, knieförmige Beugung gerade in der Rinne, die daher sehr deutlich markirt ist. Der letzte Umgang ist vollständig mit quer verlaufenden Knotenreihen besetzt. Das ganze Aussehen des Gehäuses erinnert sehr an ein Cerithium.

Chelyconus vindobonensis Partsch.

Sowohl diese Form, als auch eine von R. Hoernes beschriebene Zwischenform zwischen *Ch. vindobonensis* und *Ch. mediterraneus Hwass.*, habe ich in hüschen Exemplaren vorliegen. Die letztere zeigt ein spitzes, erhabenes Gewinde und an der Naht eingezogene Umgänge. Die Schlusswindung ist abgerundet und mit feinen Transversalstreifen besetzt, die an der Basis erhabene Knoten tragen. Sie besitzt daher ein spärlich punktirtes Aussehen.

Rhizoconus ponderosus Brocc.

Einige der plumpen, dickschaligen Gehäuse.

Ringicula buccinea Desh.

Die den Exemplaren von Baden und Möllersdorf sehr ähnliche Schale ist hellbraun gefärbt, der verdickte äussere, und der weit über den letzten Umgang zurückgeschlagene innere Mundrand sind blendend weiss.

Bulla lignaria Linn.

Das verdrückte Exemplar zeigt den oberen Theil der Mündung mit dem charakteristisch verlaufenden Aussenrand.

Crustacea.

Von Crustaceen fand ich in dem Tegel einen Brachyuren. Der Rückenpanzer und eine Scheere sind gut erhalten.

Pisces.

Fischreste sind ziemlich häufig. Zähne von *Oxyrhina xyphodon Ag.* und *Lamna elegans Ag.*, Stücke der Zwischenkiefer von Gadoiden, Otolithen, sowie Skelette und Schuppen von kleinen Fischen werden zahlreich gefunden.

Ein von mir untersuchter Koprolith enthielt fast ausschliesslich Schalen von Mollusken, die kleinen beinahe unversehrt, die grossen vollständig zertrümmert. Auch fand ich darin zahlreiche Bruchstücke der Tafeln von Cidariten. Es dürfte also wohl die reiche Fischfauna die Schuld an der Zerstörung der Seeigelschalen tragen. Manche Gadoiden, besonders die Kabljaus, ernähren sich nach Agassiz' Beobachtung mit Vorliebe von Echiniden. Ebenso mögen, nach dem massenhaften Auftreten von Bruchstücken des starken Mundrandes zu schliessen, die grossen Gastropoden wie *Cassis* und *Cassidaria* ein wichtiges Nahrungsmittel für die gefrässige Gesellschaft gewesen sein. Die zarteren Partien der Schale wurden vollständig zermalmt und bilden im Schlemmrückstande einen guten Theil des Kalkgehaltes.

Die stellenweise auftretenden Holzreste dürften von eingeschwemmten Landpflanzen herrühren. Manche von ihnen fand ich vollständig in Lignit verwandelt. Herr Dr. Fridolin Krasser, Assistent am k. k. naturhistorischen Hofmuseum, hatte die Güte, die Pflanzenreste zu untersuchen. Er bestimmte einige Fruchtkapseln von Meliaceen, die nach seiner Aussage die grösste Aehnlichkeit mit der jetzt nur in Ostindien vorkommenden *Melia Azadarichta* besitzen. Dieses Vorkommniss entspricht ganz dem wärmeren Klima, das zur Miocänzeit in unseren Gegenden herrschte. Ueber einen Keimling — vermuthlich von einer Crucifere — konnte sich Herr Dr. Krasser nicht genauer aussprechen.

Es wäre voreilig, aus den bis jetzt gewonnenen Resultaten einen exacten Schluss auf das Alter der Fauna des Tegels von Theben-Neudorf zu ziehen. Das wird erst nach einer ausgiebigeren Aufsammlung und nach einer genauen Untersuchung der Lagerungsverhältnisse möglich sein. Doch zwei bemerkenswerthe Thatsachen konnte ich feststellen: die auffallende Abänderung mancher Arten, wie ich sie bei den einzelnen Formen erwähnte, und das Auftreten einiger, für den Schlier von Ottnang charakteristischer Fossilien.

Die theilweise auffällige Uebereinstimmung der Fauna mit der von Ottnang beschriebenen gewinnt noch durch den Umstand, dass die höheren Partien des Tegels meist dickschalige Gastropoden, wie sie in dem Tegel von Baden und den Sanden von Grund häufig sind, führen, während in den tieferen Horizonten dünnschalige Bivalven, wie *Pecten denudatus, Solenomya Doderleini, Lucina sinuosa*

u. a. vorzuherrschen scheinen. Eine in das Detail durchgeführte Schichtgliederung nach dem Vorkommen der Fossilien könnte in dieser Hinsicht sehr interessante Resultate liefern. Von den aus Ottnang als neu beschriebenen Arten treten bei Neudorf *Brissopsis Ottnangensis*, *Cryptodon subangulatus*, *Terebra Fuchsii* und *Leda subfragilis* auf. Das Fehlen des für alle Schlierlocalitäten so bezeichnenden *Nautilus* (*Aturia*) *Aturi Bast.* dürfte nach meinem Erachten nur der mangelhaften Aufsammlung zuzuschreiben sein.

Tabelle der Fauna des Tegels von Theben-Neudorf.

Foraminifera.

Echinodermata.

Brissopsis Ottnangensis R. Hoern.
Schizaster spec.
Cidaris spec.

Lamellibranchiata.

Pecten denudatus Reuss.
Ostrea spec.
Modiola spec.
Nucula nucleus Linn.
Leda subfragilis R. Hoern.
Pectunculus pilosus Linn.
Cryptodon subangulatus R. Hoern.
Lucina sinuosa Don.
Tellina pellucida Brocc.
Solenomya Doderleini Mayer.
Pholadomya Fuchsi nov. spec.
Neaera cuspidata Olivi.
Corbula gibba Olivi.

Scaphopoda.

Dentalium (entalis Linn.?)
„ *incurvum Ren.*

Gastropoda.

Turbo spec.
Trochus spec.
Xenophora spec.
Nerita spec.
Natica helicina Brocc.
„ *millepunctata Lam.*
Turritella turris Bast.
„ *Riepeli Partsch.*
„ *(subangulata Brocc.?)*
„ *vermicularis Brocc.*
„ *Archimedis Brong.*

Turritella Pythagoraica Hilber.
Melanopsis Aquensis Grat.
Cerithium lignitarum Eichw.
" *Michelotti Hoern.*
Chenopus pespelicani Phil.
Strombus (Bonelli Brong.?)
Cypraea spec.
Cassis saburon Lam.
" *spec. ind.*
Cassidaria echinophora Lam.
Triton Tarbellianum Grat.
Murex tortuosus Sow.
Fusus virgineus Grat.
" *Valenciensis Grat.*
Fasciolaria Bellardi Hoern.
" *Tarbelliana Grat.*
Mitra nitida nov. spec.
" *Neudorfensis nov. spec.*
Ancillaria glandiformis Lam.
Terebra fuscata Brocc.
" *cf. Fuchsii R. Hoern.*
Pleurotoma spinescens Partsch.
" *Neudorfensis nov. spec.*
" *cerithiformis nov. spec.*
Chelyconus vindobonensis Partsch.
Rhizoconus ponderosus Brocc.
Ringicula buccinea Desh.
Bulla lignaria Linn.

Crustacea.

Brachyura.

Pisces.

Oxyrhina xyphodon Ag.
Lamna elegans Ag.
Gadidae.

Das Tertiär des Agramer Gebirges.

Von Prof. Dr. Carl Gorjanović-Kramberger.

Mit 3 Zinkotypien im Text.

I. Die Gliederung des Pliocäns am südlichen Abhange des Agramer Gebirges[1].

Kaum wird die Serie der pliocänen Bildungen irgendwo vollständiger entwickelt anzutreffen sein, als dies am südlichen Abhange des Agramer Gebirges der Fall ist. Und doch blieb die stratigraphische Uebersicht sämmtlicher Glieder dieser jüngsten tertiären Abtheilung bis jetzt unbekannt. Man begnügte sich blos mit der Ausbeute und Beschreibung des faunistischen Materiales der reichsten Fundorte; in die stratigraphischen Verhältnisse jedoch ging man entweder gar nicht, oder in ganz unrichtiger Weise ein. Wiewohl es dankenswerth erscheint, eine durchgearbeitete Fauna von Agram (Okrugljak) und theilweise Markuševac zu besitzen[2], so ist es andererseits wieder unangenehm, zu sehen, dass diese zwei so wichtigen Fundorte chronologisch unrichtig postirt sind[3]. Andererseits versuchte man wieder, genau fixirte Niveaus, wie beispielsweise meine „präpontischen Bildungen“, einem höheren Horizonte des Pliocän einzuverleiben[4]. Alle diese Gründe bewogen mich nun, die entsprechenden Straten in vertikalem Sinne zu durchforschen und sie dann in einer Serie von Etagen darzustellen, um die hervorgehobenen Unrichtigkeiten beseitigen zu können. In diese Etagen postirte ich nun unsere bekanntesten pliocänen Faunen, und es ergaben sich daraus sehr wichtige, bisher unbekannte Resultate über die stratigraphische Stellung unserer bedeutendsten Fundstellen. Ferner ergab sich noch eine weitere und

---

[1]) Siehe Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1897, Nr. 17 und 18, pag. 339 bis 341.

[2]) Brusina: „Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien“. (Beiträge zur Paläontol. Oesterreich-Ungarns III. Bd., Wien 1884.)

Brusina: „Fauna fossile terziaria di Markuševac in Croatia . . . .“ (Glasnik hrvatskog naravoslovnog družtva VII., Zagreb 1892) u. s. w.

[3]) Brusina: „Gradja za neogensku malakološku faunu Dalmacije, Hrvatske i Slavonije . . .“. Zagreb 1897, pag. X, XI.

[4]) Dr. Lörenthey: Beiträge zur Kenntniss der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitates und Siebenbürgens. („Értesitö II, Naturw. Section. Klausenburg 1893, pag. 321—323).

wichtige Erkenntniss, die nämlich, dass eine Schichtengruppe des Pliocäns bisher überhaupt noch unbekannt war, und zwar war dies gerade die ganze untere pontische Abtheilung!

Nach diesem kurz geschilderten Sachverhalte wird es auch von selbst einleuchtend sein, dass die bisherige Stellung irgendwelcher Fauna unserer Fundorte unrichtig sein muss, indem sie immer nur in die bekannte obere pontische Abtheilung — einmal als oberpontisch, dann wieder als unterpontisch — untergebracht wurde.

Das Terrain, welches ich mir zum Studium des Pliocäns wählte, umfasst einen ganz unbedeutenden Theil des Südabhanges des Agramer Gebirges, und zwar nördlich von Agram, beginnend mit den Dörfern Mikulić, Lukšić (bei Šestina) im Westen, bis Zrnetina nordöstlich von Markuševac, in einer Länge von etwa 9 und einer Breite von circa 2 *km*. In dieser von SW nach NO sich erstreckenden Zone befinden sich nicht nur die bekanntesten Fundstellen (Okrugljak, Markuševac), sondern auch die bisher unerforscht gebliebenen tieferen und bis an das Grundgebirge heranreichenden pliocänen Straten. Diese letzteren wurden insbesondere nördlich bei Bačun (Kremenjak), Markuševac (Jantolova Kamenara) und Lukšić bei Šestine studirt. Das Resultat dieser stratigraphischen Studie ist die vorliegende Gliederung, in welche ich nur einige wenige andere Fundorte mit einbezogen habe. Diese Eintheilung, als einer beschränkten Localität entnommen, kann keine allgemeine Giltigkeit beanspruchen, wiewohl sich auch entfernte Fundorte ganz ungezwungen in diese Etagen unterbringen lassen. Ich erinnere blos an die Congerienschichten von Beočin, dann jene von Oláh-Lapád, welche sich in unsere 4., resp. 4.—6. Etage rangiren lassen. Anderweitige, durch andere Autoren verfasste Classifikationen liess ich (mit Ausnahme jener von Andrussow) unberücksichtigt, theils deshalb, weil sie mir ganz unnatürlich schienen[1]), dann wieder deshalb, weil — wie gesagt — das Terrain, welchem meine Gliederung entnommen ist, für eine allgemeine Gliederung noch nicht hinreicht.

Jedenfalls aber halte ich die vorliegende Gliederung als massgebend für unsere näheren heimischen pliocänen — speciell pontischen — Bildungen, obzwar sie auch einen willkommenen Anhaltspunkt zum Vergleiche mit anderen, entfernteren Fundstellen bieten dürfte.

Ich habe das Pliocän des Südabhanges des Agramer Gebirges in 2 Abtheilungen gesondert: eine obere, umfassend Süsswasserbildungen, die unter dem Namen „Levantinische Stufe" bekannt sind, und welche in einige Niveaus gegliedert werden; und in eine untere, die „Pontische Stufe", welche ich in 8 Etagen eingetheilt habe, wovon die Etagen 5—8 die obere, die übrigen 4 (Etage 1—4) die untere pontische Stufe darstellen.

[1]) Deperét: Études des Gîtes Minéraux de la France, 1893, pag. 311.

I. Oberes Pliocän.

Levantinische Stufe.

Im Bereiche des Agramer Gebirges sind hieher gehörige Sedimente wohl nur ganz local entwickelt und repräsentiren blos Flussabsätze, welche wir in Gestalt eisenschüssiger, mehr oder minder grober Conglomerate vorfinden. Ob gewisse graue, glimmerreiche Sande, welche hie und da bei Brunnengrabungen (Sv. Duh) anzutreffen sind, ein Glied der levantinischen Stufe darstellen, ist, wenn auch möglich, bis jetzt noch nicht erwiesen.

Die erwähnten eisenschüssigen Schotter, welche in der Literatur als sogenannter „Belvedere-Schotter“ bekannt sind, finden wir beim Dorfe Lisičina, NW von Gornji Stenjevac, in mehrere Meter dicken Bänken abgelagert, welche beiläufig von NO nach SW streichen und gegen NW unter einem Winkel von 10—20^0 einfallen. Dieselben befinden sich jetzt etwa 100 *m* über der Save-Ebene. Das Wichtigste indessen ist, dass in diesen Schotterbänken *Melanopsis Martiniana* ziemlich häufig vorkommt.

Belvedere-Schotter sehen wir noch tiefer, und zwar in Gornji Stenjevac selbst; ferner einen kleinen denudirten Fetzen davon, an der Berglehne nördlich der Irrenanstalt, beiläufig 50—60 *m* über der Save-Ebene.

Alle diese Vorkommnisse repräsentiren denudirte Ueberreste von einst zusammenhängenden Schottermassen, die in Gornji Stenjevac den sarmatischen Schichten, nördlich der Irrenanstalt aber den oberen pontischen Bildungen aufliegen.

II. Unteres Pliocän.

Pontische Stufe.

Der palaeontologische Charakter dieser Stufe ist ein durchgreifend anderer als jener der vorangehenden Stufe, und zwar deshalb, weil die Ablagerungen dieser Abtheilung mehr oder weniger brackische sind. Wo sich jedoch ein grösserer Einfluss von süssem Wasser zeigte, änderte sich auch sogleich der faunistische Charakter, wie uns dies beispielsweise die 6. Etage der oberen Abtheilung und beinahe die ganze untere pontische Abtheilung lehren wird.

Ausser feinen gelben Sanden bilden das vorherrschende petrographische Glied dieser Stufe mächtige Ablagerungen von Mergel und Tegel von hellgrauer und hell gelblicher Farbe, dann kalkige gelbe Mergel und verschiedene Sandsteine.

Innerhalb dieser Stufe unterscheide ich, wie bereits bemerkt, zwei Abtheilungen; eine o b e r e, die ich in 4 Etagen gliedere, in denen die formenreichsten und interessantesten Faunen der ganzen Stufe beherbergt liegen, und in welcher uns bei dem Umstande, dass sich eine Zeit lang (6. Etage) ein starker Einfluss süssen Wassers geltend machte, zwei ganz verschiedene Faunen entgegentreten.

Die untere pontische Abtheilung ist ebenso in 4 Etagen gegliedert. zeichnet sich aber durch eine grosse Monotonie der Faunen aus. In der 1. resp. 4. Etage sind zwar noch verschiedene Typen vertreten. doch herrschen blos einige davon vor, während tiefer gehend Versteinerungen nur noch Seltenheiten sind. In dieser Abtheilung sind Sandsteine (verschieden nach Korn und Consistenz) das dominirende Element.

A. Obere Abtheilung.

8. Etage. Gelbe feine Sande von ziemlicher Mächtigkeit bilden immer die oberste Etage dieser Abtheilung. Die Fauna schliesst sich ganz jener der nächst tieferen an, nur sei bemerkt, dass sich sowohl die Anzahl der Individuen als auch insbesondere der Reichthum an Lamellibranchiaten (*Cardium*) hier reducirt hat, und zwar wegen der schon einigermassen veränderten Lebensbedingungen. Diese Etage bildet immer (wo sie nicht weggewaschen ist) das Hangende der nächst älteren, von welcher sie sich also hauptsächlich nur petrographisch unterscheidet. Interessant ist es, dass in ihr local sehr eisenschüssige Einlagerungen vorkommen, in welchen sich stellenweise auch Mollusken finden, deren Steinkerne ganz mit Eisenoxyd imprägnirt erscheinen. Diesbezüglich erwähne ich insbesondere die Fundstelle Remete, wo folgende Arten gefunden wurden:

Dreissena rhomboidea M. Hörn.
„ *croatica Brus.*
Adacna Schmidti M. Hörn.
„ *croatica Brus.*
„ *ferruginea Brus.*

(Siehe Brusina: „Die Fauna der Congerienschichten von Agram“, l. cit. pag. 129, [5].)

Diese Etage, hauptsächlich aber die durch Eisen imprägnirten Sandpartien mit Mollusken (Muscheln) kommen auch an anderen Stellen vor; diesbezüglich möchte ich besonders den Fundort Podgradje im Samoborer Gebirge nennen, wo die Serie der Arten von *Dreissena* und *Adacna* eine grössere ist als in Remete. (Darüber einmal eine besondere Notiz.)

Südlich von Markuševac, an der Strasse beim Dorfe Stefanovec, fand ich vor Jahren in dem gelblichen Sande 2 Stück *Lytostoma grammica Brus.* und einige Fragmente von *Cardium*.

Endlich möge noch bemerkt werden, dass diese sandige Etage in Zagorien eine der verbreitetsten Bildungen ist, und dass stellenweise, wie z. B. unterwegs zwischen Zlatar und Batina, darin zahlreiche Molluskenreste vorkommen (*Pisidium, Cardium*, (?) *Micromelania*).

7. Etage: Der „*Congeria rhomboidea*-“ oder auch „*Budmania*-Horizont“. Diese Etage umfasst jenen mächtigen Complex von grauen und gelblichen Mergeln, welcher noch vor Kurzem als „*Valenciennesia*-Horizont“ bekannt war. Indessen findet sich die Gattung *Valenciennesia*

in fast noch grösserer Anzahl in tieferen pontischen Schichten, weshalb nun diese Bezeichnung gestrichen werden muss, um nicht ungleich alte und auch palaeontologisch verschiedene Niveaus mit einander zu verwechseln. Mit Recht hat schon Halaváts diese Bezeichnung gestrichen [1]), und ich muss dem nur beipflichten, weil wir im Agramer Gebirge auch zwei verschieden alte *Valenciennesia*-Schichten besitzen. O. Lenz und R. Hörnes bezeichneten als „*Valenciennesia*-Horizont“ die Beočiner Mergel, welche sich ausser durch *Valenciennesia* noch durch grosse Limnaeiden (*L. velutina*), dann *Cardium Lenzi* und Fischreste (Gadoiden) auszeichnen. Ein derartiger Schichtencomplex ist nun im Agramer Gebirge entwickelt, liegt aber tiefer als die von Brusina faunistisch beschriebenen und als *Valenciennesia*-Schichten bezeichneten Ablagerungen von Okrugljak bei Agram [2]), welche in seiner neuesten Arbeit „Gradja . . . .“ sogar (sub. XI) als „unterer pontischer Horizont“ bezeichnet werden.

Halaváts bezeichnet nun Ablagerungen mit einer Fauna, welche derjenigen von Agram entspricht, als „Niveau der *Congeria rhomboidea*“. Meiner Meinung nach kann man dasselbe ebensogut auch „*Budmania*-Niveau“ heissen, da gerade hochrippige Cardien der Untergattung *Budmania*, diesem Stufenabschnitte eigen sind. Diese Etage ist indessen in die obere pontische Stufe zu versetzen; ihre Fauna finden wir in den beiden vorher angeführten Arbeiten Brusina's verzeichnet und beschrieben, weshalb wir diesbezüglich nichts zu bemerken haben. Unsere nächste Aufgabe wird es nun sein, diese 7. Etage scharf von den älteren Etagen zu trennen.

6. Etage. Graue oder gelbe, geschichtete Sande oder Sandsteine von Markuševac, Sopot bei Susjed und Gornje Vrabče, welche den sogenannten „*Lyrcaea*-Horizont“ bilden.

Diese von mir vor etwa 13 Jahren zuerst bei Markuševac (Umgebung des Kelekovo polje) entdeckte Etage unterscheidet sich von der ihr vorangehenden sowohl petrographisch als auch insbesondere palaeontologisch. Hauptsächlich sind es hier Melanopsiden, auch die hier unvermittelt auftretende Gattung *Neritona*, dann *Baglivia* und *Papyrotheca*, welche dieser Fauna einen ganz eigenen Charakter gegenüber der Fauna der 7. Etage aufprägen. Es kommen wohl Faunen vom Habitus dieser unserer 6. Etage auch in Ungarn und Serbien vor, nirgends jedoch in einer solchen Reichhaltigkeit an Formen, wie dies in Markuševac der Fall ist [3]). Im Laufe der Bildung dieser Etage haben ohne Zweifel süsse Wässer einen grossen Einfluss auf den ganz besonderen Charakterzug dieser Fauna ausgeübt, welcher sich noch überdies in einer merkwürdigen Vergesellschaftung von verschiedenartigen Typen kundgibt. Es kommen da ausser Formen, welche diese Etage charakterisiren, noch Ueberreste von sarmatischen

[1]) Palaeontologische Daten z. Kenntn. d. Faunen d. südung. neog. Abl. III. Folge. (Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. Bd. X, Budapest 1892, pag. 36 [12] bis 37 [13].)

[2]) „Die Congerienschichten von Agram . l. c. pag. 128 [4] und 138 [14].

[3]) „Fauna fossile terz. di Markuševac in Croazia“. — Glasnik VII, Zagreb 1892, pag. 113.

Mollusken, dann Ostracoden, Bryozoën, Serpuliden, Echinodermen, Spongien und insbesondere Foraminiferen [1]) vor, alles Ueberreste aus marin-miocänen Bildungen. Diese Vergesellschaftung aber ist blos auf einen rein mechanischen Einschwemmungsprocess zurückzuführen, da die genannten fremden Typen mit der sonst rein pliocänen Fauna unserer Etage weiter nichts zu thun haben und ihr Vorhandensein blos auf einer Zufälligkeit basirt.

Nach dem vorher Gesagten habe ich nur noch zu bemerken, dass die Bezeichnung „obere pontische Fauna“, welche Brusina dieser Etage gibt, unrichtig ist, indem sie wohl der oberen Abtheilung der pontischen Stufe angehört, jedoch unter der 7. Etage, oder unter dem „*Congeria rhomboidea-* (oder *Budmania-*)Niveau“ liegt. Will man sich davon überzeugen, so braucht man blos vom Kreuze SW vor Markuševac in nördlicher Richtung zu gehen, um nach etwa 10 Minuten die sogenannten *Lyrcaea*-Sande anzutreffen und zu sehen, wie sie die vorigen, die *Rhomboidea*-Schichten, unterteufen und mit ihnen zusammen nach S einfallen. Die von Brusina aufgestellte verticale Folge seiner beiden pontischen Faunen („Gradja“ pag. X und XI) muss gerade umgekehrt werden, was ja auch aus topographischen Gründen wohl selbstverständlich ist, indem man bei normaler Schichtenfolge doch unmöglich die Straten von Okrugljak bei Agram für älter als die *Lyrcaea*-Ablagerungen von Markuševac, die beinahe schon dem Grundgebirge aufliegen, betrachten kann!

Ausser Markuševac kommen Sande oder Sandsteine der 3. Etage oder des sogenannten „*Lyrcaea*-Niveaus“ auch im Westen des Agramer Gebirges vor. So in Sopot bei Podsusjed und in Gornje Vrabče. Aus den zuerst genannten Fundorten lagen bereits einige von M. Sabljar gesammelte Melanopsiden vor. Ich folgte der Sabljarschen Aufzeichnung, und fand östlich von Podsusjed wirklich diese Etage. Auch hier sah ich ausser *Melanopsis Martiniana* und *Mel. Bouéi* noch sarmatische Typen, wie *Mactra podolica*, *Ervilia*, *Cerithium*, welche indessen in die Sedimente unserer Etage direct hineingewaschen wurden, da hier die sarmatischen Ablagerungen gerade das Liegende des „*Lyrcaea*-Niveaus“ bilden.

In Gornje Vrabče entdeckte ich diese Etage vor vielen Jahren und fand sie unter ganz denselben stratigraphischen Verhältnissen entwickelt. Sie besteht aus gelben, ziemlich festen Sandsteinen von unbedeutender Mächtigkeit, in denen ausser *Melanopsis Martiniana* auch einige sarmatische Formen vorgefunden wurden.

---

5. Etage. Graue und gelbliche Mergel mit *Planorbis* und kleinen Cardien und Congerien. Diese Mergel, in denen sehr zahlreich eine kleine *Congeria* (wahrscheinlich *Cong. zagrabiensis*) vorkommt, unterteufen nördlich des Kelekovo polje unsere 6. Etage. Ausserdem sehen

[2]) Franzenau: „Fossile Foraminiferen von Markuševac“. Glasnik VI, 1892 bis 1894, pag. 249.

wir sie östlich von der Pfarrkirche unter einem blaugrauen, harten Sandsteine liegen. Dieser Sandstein, welcher hier in Bänke geschichtet auftritt, ist etwa 70 *cm* dick und beherbergt eine Menge Bruchstücke von Mollusken. Er ist zweifelsohne ein hier local verfestigter Sand, welcher aber stratigraphisch genau dem *Lyrcaea*-Sande entspricht, respective seine östliche Fortsetzung vorstellt.

Palaeontologisch konnte diese Etage noch nicht durchforscht werden, was aber demnächst geschehen wird.

Diese 5. Etage endlich bildet das letzte thonig-mergelige Glied der oberen pontischen Abtheilung, mit welcher auch die bisherige Reichhaltigkeit der Faunen plötzlich abnimmt, um einer petrographisch und palaeontologisch monotonen Abtheilung den Platz zu überlassen.

B. Untere Abtheilung.

Diese Abtheilung war als solche bisher noch nicht im Agramer Gebirge bekannt gewesen, weil eben bisher die verticale Folge der einzelnen pontischen Straten weder studirt, noch ihre einzelnen Lagen mit einander verglichen wurden. Freilich fand ich in der geologischen Sammlung Agrams einige seltene, aus dem Sandsteine von Bačun stammende Molluskenreste, wie: *Planorbis* und *Congeria*, welche noch von Vukotinović herstammen, jedoch ohne eine weitere chronologische Bezeichnung, und so wurden diese sonst werthvollen Funde weiter nicht berücksichtigt.

Aus den Erörterungen über die 7. Etage haben wir bereits ersehen, dass die sogenannte untere pontische Fauna Brusina's eben der oberen pontischen Abtheilung angehört, ebenso auch die sogenannten *Lyrcaea*-Sande mit dem Mergel im Liegenden (5. Etage). Alle diese Gebilde der oberen Abtheilung stellen uns zusammen eine ausserordentlich mächtig entwickelte Folge dar, die wir auf viele hundert Meter veranschlagen können. Hingegen erscheinen die Glieder der unteren pontischen Abtheilung blos als eine schmale, randständige Zone.

Wie bereits gesagt, bestehen die petrographischen Elemente dieser Abtheilung aus gelben kalkigen Mergeln, und dann hauptsächlich aus Sanden und Sandsteinen, die umso gröber erscheinen, je näher sie an das Grundgebirge heranrücken.

Die Fauna dieser Abtheilung ist eine äusserst arme. In den oberen Etagen finden wir wohl stellenweise reichlich Petrefacten, aber dies sind gewöhnlich kaum mehr als zwei Arten ebensovieler Gattungen, die blos in einer grösseren Individuenanzahl auftreten; die übrigen Typen sind nur mehr nebensächliche Erscheinungen. In den tieferen Etagen sind aber Versteinerungen überhaupt Seltenheiten.

4. Etage. Gelbe, kalkige Mergel von Kremenjak mit *Limnaea (? L. velutina)*, *Valenciennesia Reussi* und nebstbei: *Cardium cf. Lenzi*, *Orygoceras*, *Micromelania*, *Planorbis* und Pflanzen. Die Ablagerungen dieser Etage sind besonders gut entwickelt auf dem Kremenjak bei Bačun, dann in der Jantolova-Kamenara bei Markuševac und nördlich Lukšić bei Šestina.

Insbesondere hebe ich das häufige Vorkommen grosser Limnaeiden, welche, wie ich denke, an *Limnaea velutina Kob.* erinnern, hervor; leider sind sie sehr deformirt, so dass man schwer ihre wahre Gestalt zu erkennen vermag, und überdies sieht man beinahe niemals die Form der Mündung, weil sie mit dieser immer ins Gestein eingedrückt vorkommen. Neben *Limnaea* ist das häufigste Petrefact *Valenciennesia Reussi Neum.* Selten, aber sehr wichtig ist ein grosses, flaches *Cardium*, welches lebhaft an das *Card. Lenzi R. H.* erinnert, ein *Cardium*, welches ich auch aus den Congerienschichten von Novi Marof (Croatien), Londžica und Beočin (Slavonien) kenne.

An allen diesen Fundorten kommt auch *Valenciennesia Reussi* mit grossen Limnaeen vor. Ich werde gewiss keinen Fehler begehen, wenn ich diesen Kremenjaker Kalkmergel und den Beočiner Cementmergel als chronologisch gleiche Glieder der pontischen Stufe bezeichne.

3. Etage. „Etage der *Congeria Partschi*". Gelbe, ziemlich mürbe, mit Sand wechsellagernde Sandsteinbänke. Diese Sandsteinbänke sind äusserst charakteristisch (Kremenjak), insoferne als Versteinerungen blos an den Schichtflächen und zwar so, dass an der einen der Sandsteinflächen blos Exemplare von *Congeria Partschi*, an der anderen — gewöhnlich etwas mergeligen Fläche — lauter, meist kleine Cardien vorkommen.

Sehr interessant ist der Umstand, auf welchen wir übrigens im tektonischen Theile dieser Schrift noch zurückkommen werden, dass diese dritte Etage sich im Vergleiche zur vierten in einer steileren Lage befindet. Die Schichten dieser jüngeren Etage zeigen nämlich einen Neigungswinkel von blos 15—25°, während jene der dritten Etage einen solchen von 39—41° aufweisen. Es handelt sich hier also um eine Discordanz, welche indessen keine locale Erscheinung ist, indem wir dieselbe auch in Lukšić und der Jantolova Kamenara bei Markuševac, also in einer Längsausdehnung von $5^1/_2$ Kilometer beobachten.

2. Etage. Der Sandstein von Bačun. Gelbe und bläuliche Sandsteine in Wechsellagerung mit Sand. Petrefacten sind darin selten; man findet hie und da: scharfkielige *Congeria sp.*, *Planorbis cf. cornu*, kleine *Cardium sp.* Als Typus dieser Etage betrachten wir den erwähnten Sandstein von Bačun, welcher hart ist, ca. 25—30 *cm* dicke Bänke bildet und zu Bauzwecken verwendet wird.

1. Etage. Mehr minder grobe Sandsteine mit *Melanopsis Martiniana* und bisweilen eine scharfkielige *Congeria sp.*

Diese unterste pontische Etage liegt, wie es scheint, local dem weit herauf transgredirenden sarmatischen Sandsteine der Umgebung von Markuševac auf, so dass hier kaum noch eine Trennung dieser beiden, petrographisch sonst ganz gleichartigen Bildungen möglich ist. Man beobachtet nämlich Sandsteine mit *Cardium obsoletum* und wieder solche mit *Melanopsis Martiniana*, und so fällt es denn auch schwer, eine Grenze zwischen den obermiocänen Strandbildungen und den

unteren pliocänen Ablagerungen zu ziehen. Weiter vom Grundgebirge weg treten unsere präpontischen Kalkmergel auf und da ist die Trennung dieser beiden tertiären Glieder eine übersichtliche.

Diese Etage fand ich noch nördlich von Lukšić und dann am Berge Zrnetina östlich Markuševac.

Bevor ich auf die vergleichend tabellarische Uebersicht meiner pontischen Etagen übergehe, muss ich noch mit einigen Worten der erwähnten präpontischen Bildungen gedenken, die Herr Dr. Lörenthey mit Bildungen, welche dem Beočiner Mergel, also unserer vierten Etage entsprechen, parallelisirt.

Die präpontische Stufe.

Dieselbe umfasst ganz charakteristische, beinahe weisse Kalkmergel, die sich palaeontologisch durch das häufige Vorkommen von *Limnaeus* und *Planorbis* auszeichnen. Ausser diesen Molluskengattungen kommen noch andere vor, die ich übrigens schon im Jahre 1890 in meiner Arbeit: „Die präpontischen Bildungen des Agramer Gebirges" beschrieben habe [1]. Das wichtigste aber für diese Stufe ist ihre stratigraphische Stellung zwischen den sarmatischen und pliocänen Bildungen.

Dr. Lörenthey meinte, in seinen „Beiträgen zur Kenntniss der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitates und Siebenbürgens" (pag. 321—323) den Beweis gegen die von mir fixirte Stellung der in Rede stehenden Bildungen erbracht zu haben; eine Meinung, die — wie wir sehen werden — durch Nichts bekräftigt ist.

Ich halte nämlich, jetzt wie früher, daran fest, dass die Bezeichnung „vorpontisch" durch zwei Momente berechtigt ist, und zwar: durch die gleiche bathrologische Stellung (nämlich mit den entsprechenden Bildungen Bessarabiens [2]) und durch den Charakter der Fauna unserer entsprechenden Bildungen.

Wenn Herr Dr. Lörenthey sagt: „Darauf jedoch, dass diese Gebilde zwischen sarmatischen und pontischen Schichten liegen, kann man gar nichts geben, da die pontische Bildung mehrere Horizonte hat und der Autor (ich nämlich) nicht nachweist, dass diese zwischen dem bisher tiefsten pontischen Horizonte und der sarmatischen Stufe liegt", so enthalten diese Sätze eine ganz merkwürdige Argumentation; denn auf die stratigraphische Stellung eines ganz bestimmten Horizontes gibt, wie wir sehen, Herr Dr. Lörenthey nichts! Vielmehr behauptet er, einen schlagenden Beweis gegen meine Aufstellung

[1] Societas historico-naturalis Croatica. V. Zagreb 1890, pag. 151—163.

[2] Die Bezeichnung „präpontisch" wurde zuerst von Sinzow eingeführt und hernach von Andrussow („Die Schichten von Kamysch-Burun", Jahrb. der k. k. geol. R.-A., Wien 1886, Heft 1) acceptirt, jedoch wegen ihrer allzugrossen Dehnbarkeit wieder aufgelassen und in „mäotisch" umgetauft. Als Typus wird der Kalkstein von Kertsch betrachtet. Aber die mäotischen Bildungen kommen in mehreren Horizonten vor und überdies unterscheiden sie sich auch faunistisch von unseren präpontischen Bildungen. Aus eben diesen Gründen werde ich die Bezeichnung „präpontisch" für unsere respectiven Bildungen, welche wir als Dependenz der mäotischen Strata betrachten, beibehalten.

darin gefunden zu haben, dass er einige Artenverwandtschaften zwischen den pontischen und sarmatischen Bildungen constatirt, was ja doch ganz selbstverständlich ist und was ich ja doch ganz deutlich mit dem Namen „Mischfauna“ bezeichnet (pag. 153 [5]) und mit den Worten „sie enthalten nämlich Typen der sarmatischen und pontischen Stufe“ begleitet habe! Einen noch schlagenderen Beweis gegen die Stellung meiner präpontischen Bildungen will Herr Dr. Lörenthey darin entdeckt haben, dass er in den pontischen Bildungen von Oláh-Lápad sowohl *Limnocardium cf. Lenzi* als auch *Valenciennesia* gefunden hat. Wenn aber Herr Dr. Lörenthey die präpontischen Bildungen des Agramer Gebirges mit den wirklich pontischen von Oláh-Lápad zusammenwirft, so ist dies ein ganz unrichtiges Vorgehen, welchem ich nun ganz entschieden entgegentreten muss. Die Gründe hiefür sind kurz folgende (siehe noch in den Schlussbemerkungen die Parallelisirung meiner Etagen mit einigen anderen):

1. Die präpontischen Bildungen des Agramer Gebirges liegen unstreitig an der Basis der pliocänen und direct auf sarmatischen Bildungen.

2. In den präpontischen Bildungen wurde niemals weder ein dem *Cardium Lenzi* entsprechendes *Cardium*, noch eine *Valenciennesia* gefunden.

3. Dr. Lörenthey's „III. oberer Horizont“ fällt genau mit meiner „6. Etage“ (*Lyrcaea*-Horizont) zusammen.

4. Dr. Lörenthey's „unterer Horizont“ entspricht genau meiner 4. pontischen Etage und zeichnet sich ebenfalls wie jene durch *Cardium cfr. Lenzi* und *Valenciennesia*, sowie *Orygoceras*, *Planorbis*, *Micromelania* und einige Pflanzen (*Alnus*) aus.

5. Unter der 4. Etage folgen im Agramer Gebirge noch weitere drei, die sich noch sämmtlich im Hangenden der präpontischen Bildungen befinden, also noch tiefer liegen als das tiefste Glied Lörenthey's.

6. Die präpontischen Bildungen sind zwar faunistisch mit der 4. pontischen Etage analog, keineswegs können sie indessen als identisch mit ihr bezeichnet werden. Faunistische Analogien kommen ja in faciell gleichen Ablagerungen des Pliocäns des Oefteren vor, wie dies auch theilweise aus unserer Darstellung deutlich ersichtlich ist.

Aus diesen, der Natur entnommenen Gründen kann von einer Identität unserer präpontischen Bildungen mit den höheren („unterer Horizont“ Lörenthey's) unserer 4. Etage entsprechenden Ablagerungen gar nicht mehr gesprochen werden, weshalb auch die Bemerkungen des Herrn Dr. Lörenthey über die Stellung meiner präpontischen Bildungen wegfallen.

Tabellarische Uebersicht des Pliocäns des Agramer Gebirges.

(Siehe die Tabelle auf umstehender Seite.)

Wie erwähnt, habe ich in diese Tabelle einige entferntere Fundorte unseres Vaterlandes und auch einige Fundorte Ungarns, welche ich nämlich genau mit unseren Localitäten paralellisiren konnte, eingeschaltet. Nachdem ich aber die stratigraphischen Studien des Pliocäns mit der Zeit über ein grösseres Areale ausdehnen werde, so wird sich auch dementsprechend diese Tabelle in mancher Hinsicht vervollständigen.

Von den bereits publicirten Gliederungen des Pliocäns werde ich blos jene, welche uns Andrussow[1]) skizzirte, kurz besprechen und mit meiner vergleichen, weil sie sich am besten an unsere Eintheilung anschliesst. Es sind zwar dort nicht alle Etagen vorhanden, die ich hier aufgestellt habe; es kann sein, dass meine Etage-Grenzen vielleicht zu eng sind, oder dass dort einige derselben fehlen. Sei dem wie ihm wolle, in der Hauptsache, d. h. in den wichtigsten und verbreitetsten Gliedern der pontischen Bildungen besteht zwischen der Andrussow'schen und meiner Gliederung eine sehr gute Uebereinstimmung. Um dies verständlicher zu machen, werde ich aus der Andrussow'schen Gliederung (l. c. pag. 196) blos die Rubrik: Ungarn, Croatien und Slavonien vergleichsweise mit meiner Eintheilung der pliocänen Ablagerungen des Agramer Gebirges zusammenstellen:

Ungarn, Croatien und Slavonien (Andrussow)	**Südabhang des Agramer Gebirges** (Gorjanović-Kramberger)	**Bemerkung**
Paludinenschichten	Belvedere-Schotter von Lisičina und Gorni Stenjevac.	Blos diese Facies hier entwickelt.
Congeria rhomboidea-Niveau	Etage 8. Sande von Remete u. s. w. Etage 7. Mergel von Okrugljak (Agram).	
Lyrcaea-Horizont	Etage 6. Markuševac (Kelekovo polje). Etage 5. Markuševac.	
Valenciennesia-Schichten . .	Etage 4. Kalkmergel von Kremenjak. Etage 3. *Congeria Partschi Nivo.* Etage 2. „Bačuner Sandstein". Etage 1. Sandstein mit *Mel. Martiniana.*	Die Etagen: 4—8 waren bisher im Agramer Gebirge unbekannt.
Weisse Mergel	Präpontische Bildungen.	

Sarmatische Bildungen.

[1]) „Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens". — Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1895, pag. 189.

Tabellarische Uebersicht des Pliocäns des Agramer Gebirges.

Pliocän

Abtheilung	Stufe		Etage	Agramer Gebirge	Aequivalente: Croatien-Slavonien	Aequivalente: Ungarn
Obere	Levantinische		Belvedere-Schotter mit *Melanopsis Martiniana*	Lisičina, Gornje Stenjevac		
Untere	Pontische	Obere	8. Gelbe feine Sande, local eisenschüssig mit brackischen Mollusken.	Remete u. s. w.	Podgradje im Samoborer Geb., Zagorien	
			7. Niveau der *Cong. rhomboidea*, noch besser „*Budmania*-Horizont".	Okrugljak bei Agram	Bistra, Lepavina, Karlovac u. s. w.	Királyhegye, Arpad. Szegzard u. s w.
			6. „*Lyrcaea*-Horizont", Sande mit Melanopsiden.	Markuševac, Gornje Vrabče, Sopot bei Podsusjed.	Radoboj (Pilar)	Oláh-Lapad III.
			5. Graue und gelbliche Mergel mit *Planorbis, Congeria, Cardium.*	Markuševac		(?) Oláh-Lapad II. (?) Radmanest
		Untere	4. „Kremenjaker Kalkmergel". — Gelbe und graue Mergel mit: *Limnaea, Valenciennesia*, dann *Orygoceras*, *Micromelania, Cardium Lentzi, Planorbis.* — Pflanzen.	Lukšić, Kremenjak, Markuševac, Novi Marof	Beočin, Londžica	Oláh-Lapad I. Szilágy . . .
			3. „Niveau der *Congeria Partschi*", gelbe Sandsteine mit *Cong. Partschi* und kleinen *Cardium.*	Kremenjak	?	?
			2. „Bačuner Sandstein". — Harte, gelbe oder graue Sandsteine mit scharfkieligen Congerien, *Planorbis.*	Lukšić, Bačun, Kremenjak	?	?
			1. Graue, mehr minder grobe Sandsteine mit *Melanopsis Martiniana, Congeria, Cardium.*	Markuševac, Lukšić, Zrnetina	?	?
Präpontische Stufe			Weisse kalkige Mergel mit *Planorbis* und *Limnaeus* (hie und da) kleinen Cardien von degenerirtem sarmatischen Habitus.	Vrabče bei Agram, Moravče (Hrbtić), Markuševac u. s. w.	Bukova Glava bei Našice u. s. w.	

Miocän.

Die fehlenden Glieder, wie beispielsweise unsere 5. Etage, sind bei Andrussow entweder unter den *Valenciennesia*-Schichten aufgenommen oder gar nicht vorhanden, wie dies auch für unsere 3., 2. und 1. Etage der Fall zu sein scheint. Die präpontischen Schichten endlich sind petrographisch und faunistisch sehr abweichend von den pontischen Bildungen überhaupt, und beherbergen nur hie und da, wo sie eben ganz besonders gut entwickelt sind, wie z. B. in Vrabče, ausser den dominirenden Typen *Lymnaea* und *Planorbis*, einige Cardien, die ein degenerirtes Bild einer sarmatischen Fauna aufweisen, wie wir dies schon des öfteren hervorgehoben haben. Auch in den tiefsten pontischen Sandsteinen mit *Melanopsis Martiniana* scheinen noch sporadisch Cardien mit sarmatischem Habitus (an *C. obsoletum* erinnernd) aufzutreten. Jedenfalls ist der Uebergang von den sarmatischen Ablagerungen zu den pontischen nur ein successiver, durch immer grösseren Andrang von süssem Wasser gewesen. Dieser Uebergang gibt sich durch eine grosse Armuth und Monotonie der Fauna so lange kund, bis sich dieselbe an neue Lebensbedingungen, das heisst an das brackische Wasser (und noch an andere Verhältnisse) accomodirte. In diesem begann nun eine neue Fauna zu vegetiren, die sich — wenn auch nur theilweise — so doch auf ihre sarmatischen Vorgänger zurückleiten lässt. Namentlich ist es die Gattung *Cardium*, welche in hohem Grade die Fähigkeit zur Anpassung an neue Lebensverhältnisse besitzt, und von welcher wir auch einige Arten (besonders verschiedene Varietäten von *C. obsoletum* und *C. plicatum*) in allen möglichen Umänderungen hier auftreten sehen [1]). Diese Umänderungen konnten am besten während der Bildung der oberpontischen Ablagerungen vor sich gehen, weil sich nach der stattgefundenen Senkung des Terrains ein grosses abgeschlossenes Becken bildete, in welchem sich auf weite Strecken hin Faunen entwickeln konnten, welche wir beispielsweise in der 7. und 8. Etage vorfinden. Nur die 6. Etage weist in der Serie der brackischen Faunen — wie bereits erwähnt — auf veränderte physikalische Lebensbedingungen hin, denen zu Folge beinahe alle markanteren Typen der pontischen Stufe verschwanden.

Dass die vorerwähnten verticalen Oscillationen wirklich stattfanden, beweisen die in diesem Terrain beobachteten tektonischen Verhältnisse, welche sich in Transgressionen und discordanten Anlagerungen kundgeben.

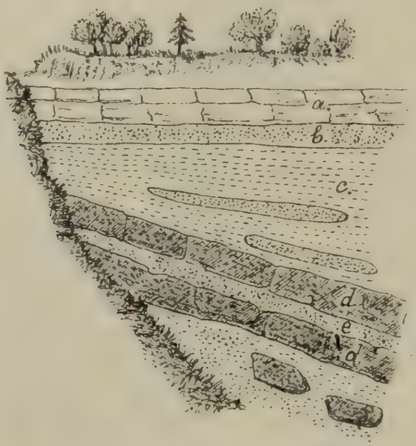
---

[1]) Ich erwähne blos *Cardium Suessi Barb.* und *Card. Hofmanni Hál.* (von Langenfeld) als etwas abgeänderte Varietäten der sarmatischen Art *C. obsoletum;* die pontischen Arten Agrams, *Adacna Steindachneri Br.*, *Limnocardium hemicardium Br.*, welche an das *Card. Barboti R. H.* aus den sarmatischen Ablagerungen von Jenikale und an ein noch unbeschriebenes, aus eben solchen Ablagerungen von Vrabče bei Agram stammendes *Cardium* erinnern. — Die Gattung *Congeria* erwähne ich nicht besonders; dies ist eine Gattung, welche die grösste Accomodationsfähigkeit zeigt. Wir finden sie auch heute, und zwar in süssem Wasser, wo sie kaum ihren specifischen Charakter einbüsste; ich denke dabei an *Congeria polymorpha*.

Tektonische Verhältnisse innerhalb der pontischen Bildungen.

Von Süden aus gegen das Grundgebirge gehend, sehen wir, dass die pontischen Bildungen überall, wo sie nicht durch diluviale Lehm- oder Schuttablagerungen überdeckt sind, von circa SW nach NO streichen und nach SO einfallen. Dieser Winkel dürfte bei Okrugljak circa 12—14° ausmachen, steigt aber, dem Grundgebirge sich nähernd, bis über 40° an. Darin würde nichts auffälliges liegen, wenn nicht zwischen der 4. und 3. Etage plötzlich eine Discordanz auftreten würde, welche sich auf eine bedeutende Strecke hinzieht. Während nämlich die Schichten der 4. Etage unter einem Winkel von 15—25° einfallen, sind die Ablagerungen der 3. Etage 39—41° geneigt, woraus sich eine Discordanz von 16—19° ergibt.

Fig. 1.



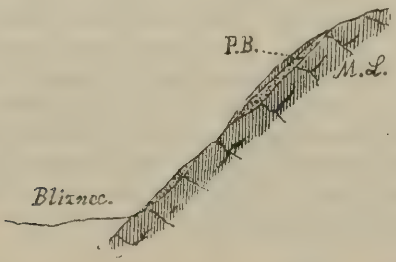
„Jantolova Kamenara".

a = Kalkmergel der 4. Etage.
b = „ „ in Sandstein übergehend.
c = Gelber Sand.
d = Sandstein der 3. Etage.
e = Sand.

Diese Verhältnisse können an folgenden Stellen beobachtet werden. Nördlich Lukšić sehen wir die Ablagerungen der 4. Etage zuerst unter dem Winkel von 25°, die darunter liegenden Sandsteine aber unter 40° nach S einfallen. Die Discordanz beträgt hier 15°. Im Steinbruche von Bačun streichen die Sandsteine der 2. Etage von SW nach NO, und fallen gegen SO unter einem Winkel von 41½° ein. Die Ablagerungen der 4. Etage (nordöstlich von Bačun, unterwegs auf den Kremenjak) befinden sich in einer höheren Lage, fallen jedoch blos unter einem Winkel von 15° nach SO ein. Die Discordanz beträgt hier schon 26½°. In der Jantolova Kamenara (westlich von

Markuševac) liegt der Kalkmergel der 4. Etage circa 20⁰ geneigt, der Sandstein unter ihm 39⁰; die Differenz beträgt also 19⁰. Aus dem Gesagten ersehen wir, dass sich zwischen den Schichten der 4. Etage und den tieferen der 3. und 2., auf einer Strecke von $5^1/_2$ Kilometer (wahrscheinlich auch weiter) discordante Anlagerungen vorfinden, deren Betrag sich zwischen 15 und $26^1/_2{}^0$ bewegt.

Fig. 2.



Diese Discordanz hängt mit einer Transgression der Bildungen der oberen Partien der 3. und derjenigen der 4. Etage zusammen, wie uns dies sehr deutlich die Verhältnisse in der „Jantolova Kamenara“ zeigen (Fig. 1). Diese Transgression aber wurde zweifelsohne durch eine Hebung des Bodens eingeleitet; wir sehen nämlich, dass die Ablagerungen der 3. Etage nach aufwärts zu immer weniger steil gelagert sind, um dann aus der Neigung von 39⁰ in jene von 20⁰ der 4. Etage zu übergehen.

Fig. 3.

P. B. = Pontische Bildungen.
M. L. = Mediterraner Leithakalk.

Die unteren pontischen Bildungen überlagern aber auch ältere Bildungen; so sehen wir in B l i z n e c, von der Strasse aus, an das „Varoško rebro“ gehend, wie sie den Leithakalk hoch herauf verdecken (Fig. 2). In Šestina, unter der Capelle, liegen wieder pontische geschichtete Sande auf dem Leithakalk u. s. w.

Solche Transgressionen kamen aber auch früher — nämlich während der sarmatischen Stufe — vor, wie uns dies die hoch heraufreichenden Sandsteine dieser Stufe lehren, welche wir über den mediterranen gelagert sehen. Die bedeutendsten Bodenhebungen und die damit im Zusammenhange stehenden Transgressionen haben aber jedenfalls während der Bildung der unteren pontischen Schichten stattgefunden.

Damit schliesse ich diesen I. Theil meiner stratigraphischen Studien des Tertiärs des Agramer Gebirges, den ich jedoch keineswegs noch für abgeschlossen betrachte, indem ich dieselben — wie gesagt — auf ein weiteres Territorium auszudehnen gedenke, um dadurch baldigst ein vollständiges und einheitliches Bild über die Entwicklung dieses interessanten Gliedes des Tertiärsystems liefern zu können. Die Fortsetzung dieser Studie wird ein II. Theil, enthaltend das Miocän, und endlich ein III. Theil, die oligocänen Bildungen des Agramer Gebirges behandelnd, bilden.

Nachtrag.

Am 13. Februar d. J. erhielt ich einen nachträglich publicirten „Dodatak" (Supplément) zu Brusina's: „Gradja za neog. malakol. faunu . . . ." (Matériaux pour la faune Malacologique neogéne . . . ." Agram 1897, pag. 39—43), welcher „Dodatak" das Datum 31. December 1897 trägt. Meinen anfangs citirten Vortrag über die Gliederung des Pliocäns . . . hielt ich den 11. Jänner 1898 in der Akademie der Wissenschaften in Agram. Bei diesem Vortrage war Prof. Brusina persönlich zugegen. Als ich jenen Passus über die unrichtige Stellung jener zwei Stufen rectificirte, bekundete Herr Brusina wohl eine besondere Aufmerksamkeit, aber kein Wort des Widerspruches, noch einer Entgegnung wurde seinerseits laut, obwohl er bei dieser Gelegenheit mit einigen Worten seine Correctur vorbringen konnte.

Indessen veröffentlichte ich einen kurzen Auszug meines erwähnten Vortrages in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien (siehe Nr. 17 u. 18 des Jahres 1897, pag. 339). Gleich nachher erschien nun auch jenes „Supplement", in welchem Brusina die ganze Angelegenheit als „Lapsus calami" darstellen möchte. Ich habe zwar gar nichts dagegen, nur möchte ich Folgendes bemerken: Brusina's „Lapsus" datirt vom 23. Mai 1897 (l. cit. pag. XIX) und wurde bis 11. Jänner 1898 nirgends öffentlich corrigirt; weiters ist der Text des sogenannten „Lapsus" in croatischer und französischer Sprache ganz gleichlautend verfasst, was bei einem gewöhnlichen Lapsus wohl nicht der Fall sein könnte. Merkwürdig ist ferner die Datirung dieses Supplements vom 31. December 1897, obwohl das Manuscript desselben nachweislich erst

Anfangs Februar 1898 der Druckerei übergeben und das Supplement selbst in die noch nicht versendeten Exemplare der „Gradja" (Matériaux) um die Mitte des Monates Februar 1898 eingeklebt wurde. Dieses Datum (31. December) kann deshalb unmöglich meine am 11. Jänner 1898 in der Akademie öffentlich gemachte Correctur präjudiciren, entbindet mich aber gleichzeitig jedes weiteren Commentars. Es war als Geologe meine Pflicht, jenen Fehler auf Grund stratigraphischer Befunde richtig zu stellen. Auf etwaige briefliche Meinungen und Daten, die nicht publicirt sind, kann ich selbstverständlich keine Rücksicht nehmen.

In demselben „Supplément", auf Seite 39, begeht Brusina abermals eine Unrichtigkeit, die ich corrigiren muss. Er sagt nämlich (im croatisch-französischen Texte): „Während Viele die croatisch-slavonische pontische Fauna als dem Pliocän angehörend betrachten, theilte sie seinerzeit der verstorbene Pilar dem Miocäne zu, was auch noch heute der sehr berühmte französische Geologe Depéret thut."

Dass dies Depéret thut — ist richtig; dass aber sein Vorgehen für mich und überhaupt jene, die unsere stratigraphischen Verhältnisse aus eigener Anschauung im Felde kennen gelernt haben, unrichtig ist, brauche ich kaum näher zu erörtern.

Brusina sagt aber, Pilar hätte seinerzeit die pontische Fauna dem Miocän zugewiesen; dieser Passus ist unrichtig. Die Veranlassung zu dieser Behauptung Brusina's bildete folgendes Factum: In Pilar's Arbeit „Trećegorje i podloga mu u gliuskom pokupju" (Rad der südsl. Akad. der Wiss., Agram 1873, Bd. XXV, pag. 120—123) finden wir auf pag 120 sub *c*) „Sladkovodne miocenske naslage", die Fundorte Babinja, Gora und Dugoselo dem Miocän zugetheilt. Auf der Seite 122 jedoch steht die Aufschrift „Naslage sa congerijami" (Congerienschichten), jedoch ohne die nothwendige (zufällig ausgelassene) Bezeichnung der Reihenfolge, nämlich „*d*)". Dieser Umstand verleitete nun Brusina zur Behauptung, Pilar hätte seinerzeit die Congerienschichten dem Miocän zugezählt! Indessen belehrt uns der erste Satz des genannten Abschnittes, dass dies Pilar nicht gethan hat. Er sagt nämlich ganz deutlich: „Ganz verschieden und ungleichalterig von den vorhergehenden Süsswasser-Ablagerungen bei Babinja Gora und Dugoselo sind die Lehme mit Congerien, welche die Niederungen der Kupa ausfüllen, und welche bei der Einmündung der Glina im Flussufer selbst hervortreten u. s. w." Auf Seite 123 sagt Pilar ferner: „Beweis dessen, dass die pontischen Bildungen jünger als die eben beschriebenen Süsswasserbildungen sind:" u. s. w. Ich glaube, dass diese Worte Pilar's keiner weiteren Erläuterung bedürfen, da sie von selbst die von Brusina gemachte Behauptung abweisen.

Aber auch in keiner anderen Arbeit Pilar's finden wir die Behauptung Brusina's bestätigt; vielmehr sehen wir überall auf das Deutlichste, dass Pilar ganz correct die pontischen Bildungen (Congerienschichten) über die sarmatischen stellt und jene noch überdies überall von den Süsswasserschichten (den weissen Mergeln, meinen

präpontischen Bildungen) als noch der sarmatischen Stufe angehörend, sondert (siehe: „Abyssodynamik“, Agram 1881, pag. 175; „Flora fossilis Susedana“, Agram 1883, pag. 129). Noch mehr, Pilar erwähnt in diesen beiden Arbeiten, dass die Sedimente des Congerienmeeres sogar transgredirend über den Miocänschichten auftreten. Als Beweis dafür führt er Šestine an. Bei diesen Auseinandersetzungen Pilar's kann wohl Niemand, der nur irgendwie mit der Stratigraphie unserer neogenen Ablagerungen vertraut ist, Pilar zumuthen, er hätte die pliocänen pontischen Schichten dem Miocän zugetheilt!

Agram, im Monate Februar 1898.

Zur Geologie der Bacau'er Karpathen.

Von Dr. Wawrzyniec Teisseyre*).

Mit 2 Profiltafeln (Nr. XVI u. XVII) und 33 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Ein noch dunkles Problem der karpathischen Geologie Rumäniens besteht bekanntlich in der Annahme von mächtigen eocänen Salzthonschichten. Zuerst von Coquand mit Bezug auf die bereits durch Fichtel (1780) und Liseli früher beschriebene Salzlagerstätte von Târgu-Ocna[1]) in's Treffen geführt, erfreute sich diese geologische Altersfrage bis zum heutigen Tage eines sehr wechselvollen Schicksales[2]). Es wurde die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna hauptsächlich durch Paul und Tietze (1879), Toula (1883), ferner durch Cobalcescu (1883), sowie zuletzt durch Sabba Stefanescu (1897) als Miocän hingestellt[3]), während dieselbe hingegen von Tschermak[4]) als von unsicherem geologischen Alter (d. h. Eocän oder Miocän) gedeutet wird und schliesslich auf der geologischen Karte des ehemaligen rumänischen geologischen Comités und noch auf jener von Draghicénu als Eocän bezeichnet erscheint[5]). Es blieb bei diesen Anlässen den späteren Untersuchungen vorbehalten, für diese vielfach auf allgemeine Gesichtspunkte der karpathischen Geologie gestützten, werthvollen Meinungsäusserungen eine Basis an entscheidenden local-geologischen Details zu schaffen. Als ich nun

[1]) Auszusprechen: Tyrgu-Okna.

[2]) G. Liseli: Coupes et plans des mines de sel d'Okna. Gornoi Journal 1835, St. Petersburg, pag. 125 und pag. 328 (teste Toula).

Coquand: Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie etc. Bull. Soc. géol. de France 1866—1867, 2. Serie, Tom. XXIV, pag. 513 (Profil von Târgu-Ocna).

[3]) Tietze und Paul: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 202.

Toula: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 81.

Cobalcescu: Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883; derselbe: Memorile geol. de Scolei Militare din Jassi. Bucuresci 1883.

Sabba Stefanescu: Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille 1897, pag. 98—99.

[4]) Tschermak: Mineralogische und petrographische Mittheilungen, Neue Folge, Bd. III, 1881, pag. 333. („Aus den angeführten Beobachtungen kann man, wie Coquand, auf ein eocänes Alter der Steinsalzbildung schliessen, doch ist die Zugehörigkeit zu jüngeren Tertiärbildungen nicht ausgeschlossen".)

[5]) Draghicénu: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890, Tafel III.

*) Die früheren, in deutscher Sprache veröffentlichten Schriften des Verf. sind mit L. Teisseyre gezeichnet (Wawrzyniec = Laurentius). Anm. d. Red.

im Jahre 1895, einem Rufe seitens eines hohen königlich-rumänischen Domänen-Ministeriums Folge leistend, mich nach Rumänien behufs geologischer Untersuchungen begab, war es vorerst die Gegend von Târgu-Ocna, welche mein Interesse in Anspruch nahm.

Ein von mir bereits im Jahre 1895 unternommener Versuch, die stratigraphische und geographische Begrenzung der nachweislich miocänen subkarpathischen Salzformation des Districtes Bacau zu regeln[1], wurde nachträglich durch das Ergebniss ergänzt, dass bezüglich der hingegen karpathischen Salzthonserie in Tazlau am Tazlau sarat sicherlich ein palaeogenes Alter in Aussicht zu nehmen ist[2]. Allein die Gegend von Târgu-Ocna selbst blieb für mich vorläufig in mancher Beziehung ein Räthsel.

Die auf einige sich bei Târgu-Ocna darbietenden Schwierigkeiten bezüglichen Studien ergaben zwar die Unbrauchbarkeit des für Târgu-Ocna bereits von Cobalcescu publicirten geologischen Profiles. Doch konnten diese Untersuchungen zumal in Ermangelung einer zweckdienlichen hypsometrischen Karte nicht in präciser Weise ausgeführt und vollendet werden. Schliesslich blieben in meinen beiden einschlägigen Reiseberichten die Salzablagerungen von Târgu-Ocna noch ganz ausser Betracht.

Im Jahre 1896 hatte ich Gelegenheit, die Gegend von Târgu-Ocna und von Lapos gemeinschaftlich mit dem Herrn Berg-Ingenieur C. Alimanestiano, Chef des Minenwesens im Königreiche Rumänien, sowie mit Herrn Berg-Ingenieur Mircea von Neuem zu besuchen. Während dieser zweiwöchentlichen Excursionen konnte ein Theil der strittigen geologischen Profile bereits an der Hand einer genauen hypsometrischen Karte im Massstabe 1 : 20.000 revidirt werden. Herrn Alimanestiano und mir gelang es, bei dieser Gelegenheit bezeichnende sarmatische Fossilien in anstehendem subkarpathischen Gestein, dicht neben dem Flyschrand bei Târgu-Ocna, aufzufinden, wodurch ein wichtiger Anhaltspunkt für die Beurtheilung dieser Gegend gewonnen wurde.

Nach Abschluss eines zweijährigen Turnus von Excursionen in den Karpathen der Districte Buzeu und Prahova, verweilte ich zuletzt noch im Jahre 1897 mehrere Tage in meinem früheren Bacau'er Untersuchungsgebiete, um die sich nunmehr ergebenden, zum Theil wichtigen Vergleichspunkte zu jenen entlegenen Gebirgsantheilen zu verwerthen. Auf diesem Wege wurde meinem Studium die gewünschte relative und temporäre Abrundung zu Theil.

Es soll demgemäss in dieser Publication über den Rahmen eines allerersten Versuches von Detailuntersuchungen innerhalb einer weitausgedehnten, näher bis jetzt noch fast unbekannten Karpathengegend nicht hinausgegriffen werden. Die in dieser Publication somit topogeologisch und unabhängig von theoretischen Folgerungen zu be-

[1]) Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumäniens (District Bacau). I. Theil. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1896, Nr. 4, pag. 132 ff.

[2]) Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumäniens (District Bacau). II. Theil (Gegend von Moinesci und Solonţu). Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, Nr. 7—8, pag. 230 ff.

schreibende Gegend umfasst das Trotuşbecken von Târgu-Ocna bis oberhalb von Comaneşti, ferner das Slanic- und das Oitozthal. Es gehört dieses Gebiet der karpathischen Menilitschieferzone im weitesten Sinne des Wortes an.

Die von mir ausserhalb der Menilitschieferzone gegen die höheren Berge zu besuchten Gegenden am Trotuş- und Uzuflusse sollen nur insoferne berücksichtigt werden, als es zur Schilderung der Menilitschieferzone nöthig erscheint.

Lemberg, am 14. November 1897.

Stratigraphische Skizze.

Abgesehen von den nur nebenbei zu erwähnenden terrassirten, fluviatilen Schotterabsätzen, welche in unserem Gebiete je nach ihrer hypsometrischen Lage in zwei verschiedenaltrige, stratigraphisch nicht näher bestimmbare Niveaus (etwa Altalluvium und Diluvium) unterzubringen sind, treten in dieser Gegend nachstehende Bildungen auf:

1. Pliocän als innerkarpathische Beckenausfüllung bei Lapoş.
2. Sarmatische Stufe.
3. Miocäne Salzformation.
4. Tiseşti-Sandstein als obere Abtheilung der Menilitschieferstufe } Oligocän.
5. Menilitschiefer mit Schipoter Schichten, als untere Abtheilung der Menilitstufe } Oligocän.
6. Schichten von Târgu-Ocna } unteres Oligocän, wahrscheinlich sammt einem Theile von Eocän.
7. Palaeogene Salzthon-Facies } unteres Oligocän, wahrscheinlich sammt einem Theile von Eocän.
8. Schichten von Uzu.

Bezüglich der petrographischen und faunistischen Entwickelung des Pliocän und des Miocän erlaube ich mir, auf die weiter unten folgenden Capitel unter dem Titel: „Das Pliocänbecken von Lapoş", resp. unter dem Titel: „Die Neogenzone der Bacau'er Karpathen" zu verweisen.

Der für die rumänischen Karpathen sehr wichtige Tiseşti-Sandstein ist als eine kalk- und glimmerfreie, überaus feinkörnige und dickbankige Felsart überall in gleichmässiger Weise charakterisirt und wurde als ein Analogon des galizischen Kliwa-Sandsteines bereits in meinem Reiseberichte (l. c. 1896, II. Theil) ausführlich besprochen.

Von A. Koch wurde der Tiseşti-Sandstein („grobe, ungleichkörnige, plumpe Sandsteinschichten" im Hangenden der Menilitschiefer bei Sosmözö) als Aequivalent der aquitanischen Stufe hingestellt, wobei die darunter liegenden Menilitschiefer als mittleres Oligocän zu gelten haben [1]). Im Hinblick auf die locale stratigraphische Position von bei-

[1]) A. Koch: Die Tertiärbild. d. Beckens d. siebenbürgischen Landestheile, I. Theil. — Mittheil. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt, Bd. X, Heft 6, Budapest 1894, pag. 355, 356 und 388.

derlei erwähnten Schichtengruppen mag diese Ansicht als für unser Gebiet zutreffend erscheinen. Einerseits ist das an unseren Tisesti-Sandstein als nächst jüngeres Gebirgsglied sich anreihende Miocän durch Fossilienfunde sichergestellt; andererseits führen aber die unmittelbar im Liegenden der Menilitschiefer auftauchenden oberen Schichten der Târgu-Ocna'er Gruppe stets nur kleinwüchsige Nummuliten, was an die unteroligocänen Hojaschichten gemahnt.

Während der dickbankige, mit ganz untergeordneten Lagen von Menilitschiefer alternirende Tisesti-Sandstein stets den oberen, an Mächtigkeit (bis 400 *m*) bei Weitem überwiegenden Theil der Menilitstufe darstellt, gibt es nur ausnahmsweise ansehnliche, 10—20 *m* starke Einschaltungen von dickbankigem Tisesti-Sandstein auch im Niveau der unteren Menilitschiefer.

Typische, sogenannte Menilitschiefer erscheinen in unserem Gebiete in verschiedenen, auch in anderen Karpathengegenden miteinander vergesellschafteten Abarten. Nicht selten sind schwarze, papierdünn spaltbare, sehr wenig biegsame, bituminöse, mit leuchtender Flamme brennende, kurzum dysodilartige Schiefer, welche durch die bekannten schwefelgelben Efflorescenzen und die auf Schichtflächen vorkommenden Gypsrosetten gekennzeichnet sind. Eine gröber geschieferte Abart ist im Gegensatze zu der vorigen nicht biegsam. Licht-chocoladefärbige Schiefer mit weisslicher Verwitterungsrinde alterniren mit zumeist gleichfärbigen, sehr feinkörnigen und harten Sandsteinplatten, welche ein thonig-kieseliges Bindemittel zeigen und häufig ihrerseits Fischschuppen führen. Dünne Lagen von dunklem Hornstein (1—2 *cm*) und von beinahe glasigem, feinkörnigen, grauen Sandstein (0·5—1 *dm*), welcher letztere seinerseits auch Fischschuppen enthalten kann, stellen sich gewöhnlich mitten in den schwarzen Schiefern ein.

Stets sehen die den Schiefern eingelagerten Sandsteinplatten an ihren Schichtflächen wie geglättet aus. Eine überaus spärliche und nur mittelst Loupe bemerkbare Glimmerführung ist allen diesen Schiefern gemeinsam. Dabei weisen blos die licht-chocoladefärbigen Schiefer, dann und wann, einigen Kalkgehalt auf.

Die unteren Menilitschiefer wechsellagern fast überall mit gewissen, gleichfalls thonig- oder mergelig-kieseligen Gesteinsmassen, welche aber nicht schieferig sind, sondern eine scharfe Absonderung in dünne (2—3 *cm*) Schichtenplatten zeigen.

Dies sind die zuerst von Paul so benannten und in unserer Gegend bereits von Tschermak (l. c. pag. 332) nachgewiesenen Schipoter Schichten.

Dieselben erscheinen in den Bacau'er Karpathen in verschiedenen petrographischen Nuancen, welche bald nur locale Bedeutung haben, bald aber in verticaler Richtung aufeinanderfolgen.

Von licht-chocoladefärbigen oder dunklen, plattigen, mit Säuren schäumenden Kieselkalken bis zu ähnlich gefärbten, dünnschichtigen, jaspisähnlichen, thonig-kieseligen, zum Theil menilitartigen Massen, welche keinen Kalkgehalt aufweisen, gibt es zahlreiche Uebergänge.

Die gebänderten Hornsteinlagen erreichen in der Schipoter Facies ihre Hauptentwickelung. Auch scheint Menilit blos im Verbande mit Schipoter Schichten und nicht mit Menilitschiefern sich in unserem Gebiete einzustellen.

Dann und wann kommt auch knollenförmiger Hornstein inmitten der einzelnen Schichtenplatten der Schipoter Facies vor. Zwischen den Schichtenplatten sieht man ferner hie und da gewisse, kaum je einige Milimeter dünne, grünliche, thonig-schieferige Sedimentbeschläge, welche merkwürdiger Weise nicht verkieselt sind, wodurch die bereits erwähnte scharfe, plattenförmige Absonderung dieser Gesteine zu Stande kommt. Vielfach wechsellagern 10—15 *m* mächtige Bänke der obigen dünnplattigen merglig-kieseligen Bildungen mit ebenso starken Bänken von dünnschichtigem Hornstein. Sowohl den ersteren als auch den letzteren sind jene 1—2 *cm* dicken, bereits aus Menilitschiefern erwähnten Lagen von beinahe glasigem, grünlichem, überaus feinkörnigem Sandstein eingeschaltet, welcher eine spärliche, gleichsam pelitische Glimmerführung aufweist, und auf Bruchflächen zuweilen durch dunklere thonig-kieselige Bänder parallel der Schichtung gestreift erscheint. Sandsteinplatten mit einem dunklen zickzackförmigen Verkieselungsadernetze wurden gleichfalls mitten in der Menilitschieferstufe beobachtet (Târgu-Ocna). Bei den gebänderten Hornsteinplatten, welche aus alternirenden, dunklen und glänzenden, sowie anderen lichten, oft ganz matten Lagen zusammengesetzt sind, pflegt zuweilen eine von diesen ersteren nicht aus Hornstein, sondern aus „glasigem", überaus feinkörnigem Sandstein zu bestehen. Ursprünglich mag ein solches Gestein in Form von abwechselnden Lagen von Thon, Sand und Quarzpelit abgelagert worden sein [1]).

Ausser Fischschuppen, welche namentlich in Kieselkalken der besagten Schichtengruppe sich vorfanden, wurde in der letzteren an organischen Resten nur noch ein fossiles, lignitisch verkieseltes Holz, und zwar bei Bratești beobachtet. Nach einer gefälligen Bestimmung des Herrn Dr. F. K r a s s e r, Universitäts-Docenten in Wien, gehört das letztere zum Pityoxylon-Typus (Recente Analogie: Picea excelsa).

Nicht selten sind in der Menilitschieferstufe unseres Gebietes je einige Meter mächtige Einlagerungen von abwechselnd schwarzem und grünlich-grauem Thon- und Mergelschiefer zu finden. Die schwarzen Mergelschiefer sind reich an Pyrit. Diese vielfach fischführenden, an gewissen Bruchflächen wachsglänzenden Schiefer erinnern an die Facies der Smilno-Schiefer der galizischen Karpathen. Petrographisch sind dieselben von jenen oft nur einige Milimeter dicken, thonigen Zwischenmitteln, welche die einzelnen Bänke des Tisești-Sandsteines trennen, nicht verschieden.

Die Schichten von Târgu-Ocna.

Der unter diesem Namen zusammenzufassende Schichtencomplex besteht aus bunten, grünlichen und kirschrothen, mergligen Schiefer-

[1]) Angaben über die mikroskopische Beschaffenheit der Schipoter Schichten bei Târgu-Ocna sind bei T s c h e r m a k zu vergleichen (l. c. pag. 332).

thonen, welche mit dünnplattigen Sandsteinen, Mergeln und sehr bezeichnenden grünen Brecciencongiomeraten wechsellagern.

Das Conglomerat ist feinkörnig und ist aus Rollstücken von dem bekannten grünen karpathischen Schiefergestein, wie auch häufig aus solchen von dichtem Kalk zusammengesetzt. Unter dem Mikroskope wurden in dem Conglomerate von Târgu-Ocna („Feţele Târgului") bald nur Globigerinen, Orbitoiden und Nummuliten (stets nur kleinwüchsige Arten) nachgewiesen (Th. Fuchs), bald aber war das Gestein voll von Lithothamnienkörnern, wobei dazwischen auch Bryozoen und Foraminiferen zu unterscheiden waren (Berg Carbonare bei Târgu-Ocna).

Entweder stellt das Conglomerat nur untergeordnete, etwa 1 *m* mächtige Einschaltungen inmitten der bunten Thone dar (Târgu-Ocna), oder aber erreichen grüne Conglomerate, welche aus oft metergrossem Gerölle zusammengesetzt sind und mit analogen Brecciensandsteinen wechsellagern, insgesammt eine Mächtigkeit von etwa 40 *m* (Härja).

Es gibt intermediäre petrographische Abänderungen, welche zwischem dem Brecciencongiomerat und dem Brecciensandstein vermitteln. Dieser letztere ist ausserdem oft durch Sand vertreten; doch unterscheiden sich beide von dem Conglomerat nur durch Korngrösse des gemeinsamen petrographischen Hauptbestandtheiles, d. h. des grünen Schiefergesteins. All' diesen grünen, als Härja'er Breccienschichten zu bezeichnenden Bildungen sind gewisse, mit bunten Thonen alternirende Lagen von schieferigem Mergelsandstein und von dünnplattigem, überaus harten Sandstein gegenüberzustellen, welcher letztere in kalkig-mergliger, mit Kieselsäure imprägnirter, weisser Grundmasse graue, knollenförmige Hornsteinausscheidungen aufweist.

Charakteristisch für diesen letzteren Sandstein sind 2—4 *cm* dicke, grüne Lagen, welche dieselbe Grundmasse haben, wie der Sandstein selbst; allein es ist ihre grüne Färbung durch streifenweise Anhäufung von Partikeln jenes grünen Schiefergesteins bedingt, aus welchem das Conglomerat der Härja'er Schichten besteht.

Zufolge überwiegender Grundmasse nimmt der besagte Sandstein häufig das Gepräge eines grauen oder weisen, merglig-kieseligen Sandkalkes an, während Einlagerungen von dichtem Kalk nur sporadisch vorkommen. Beim Sandkalk sind die äusserst feinen Sandkörner allseitig von einer weissen, merglig-kalkigen, mit Kieselsäure imprägnirten Grundmasse umhüllt. Es zeigt dieses Gestein sehr oft eine ausgezeichnet krummschalige Absonderung, welche letztere, wenn sie grossschalig wird und mit Hornsteinausscheidungen einherschreitet, welche auf den Schichtflächen durch reifenartige, parallele, oft geradlinige Wülste sich verrathen, mit Jahresringen eines riesigen Baumes vergleichbar ist.

An vielen Stellen enthalten die bunten Thone ausser den durch Hornsteinausscheidungen gekennzeichneten Kalksandsteinplatten noch Bänke von licht grauem Fucoidenmergel. Der letztere zeigt unter dem Mikroskope eine homogene oder äusserst feinkörnige opake Masse, voll feiner Spongien-Spiculae (Th. Fuchs).

Eine dritte facielle Nuance der Târgu Ocna'er Gruppe besteht in dem Erscheinen von Hieroglyphensandstein.

Zwischen grünlichen und röthlichen Schieferthonen sind grünliche bis bläuliche, respective röthliche, dünnplattige (1 *dm*), überaus feinkörnige Quarzsandsteine mit zahlreichen schmal wulstigen, kleinfingerförmigen Hieroglyphen und mit spärlicher Glimmerführung eingeschaltet (Aufschluss im Trotuşbette bei der Mündung des Slanicbaches). Es gibt darunter sehr harte und andere weiche, mürbe, ferner kalkfreie und kalkhältige, sowie überdies mit Kalkspathadern ausgestattete Sandsteinlagen. Stets weisen diese Gebilde zahlreiche, äusserst winzige grüne Körner (wahrscheinlich Glaukonit) auf, und kommt auch Glimmer ausschliesslich in ganz kleinen, dem freiem Auge kaum sichtbaren Schüppchen vor.

An der viel erwähnten, Feţele Târgului (Târgu-Ocna) genannten Stelle kann man sich überzeugen, dass die fraglichen Hieroglyphensandsteine den Târgu-Ocna'er Schichten nicht gegenüberzustellen sind, sondern inmitten derselben auftreten und eines ihrer charakteristischen Begleitgesteine darstellen.

In Târgu-Ocna, wie auch sonst, wird die nach dieser Stadt benannte Gesteinsgruppe von Menilitschiefergesteinen überlagert und sind dabei beiderlei Gesteinsserien in ihren Grenzschichten sehr eng miteinander verknüpft, sowohl durch petrographische Uebergänge, als auch durch Wechssellagerungen.

Die bereits erwähnten, innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe erscheinenden Nummuliten sind durchaus keine seltene Erscheinung: Allein sie beschränken sich zumeist auf die grünen Breccienlagen und sind alsdann, wenn auch stellenweise recht zahlreich [1]), doch stets kleinwüchsig.

Ob es die für Hoja'er Schichten bezeichnenden Arten *Nummulites intermedia d'Arch*, und *N. Fichteli d'Arch* sind, konnte nicht bewiesen werden [2]). Das Vorkommen grosswüchsiger Nummuliten, wurde von mir, abgesehen von dem sogleich zu erwähnenden, sichtlich aus Târgu-Ocna'er Schichten herstammenden, lose liegenden Kalkblock bei Calcâiu nächst Grozesti, auch in anstehendem Gestein bei Moinesti festgestellt, und zwar, wie bereits in meinem Reisebericht (II) erwähnt, in einem dickbankigen, glimmerigen, grobkörnigen Sandstein. Es pflegt solcher Sandstein in Liegendpartien der Târgu-Ocna'er Gruppe sich einzuschalten und gleichsam den Uebergang zu den geologisch älteren Uzuschichten herzustellen. Die mit bunten Thonen alternirenden Hieroglyphensandsteine nehmen im Allgemeinen ein höheres Niveau innerhalb Târgu-Ocna'er Gruppe ein und schliessen ihrerseits nach oben mit bunten Thonen ab, welche durch eingelagerte Fucoidenmergel und zu oberst durch jene grünen, kleine Nummuliten führenden Breccienlagen gekennzeichnet sind.

Die gesammte, zumeist auf diese Weise gegliederte Târgu-Ocna'er Gruppe ist im Zusammenhange mit der noch zu besprechenden palaeogenen Salzthonserie zu betrachten, zumal durch die letztere gewöhnlich die erstere theilweise vertreten erscheint.

[1]) Feţele Târgului bei Ocna; Carbonareberg, südlich von Val. Cărbunarului bei Văcelele; V. Cerdac, D. Bouru und D. Chiliei bei Brateşti; P. Heţmanu und P. Gienaiesu bei Grozesti u. s. w.

[2]) Vergl. A. Koch, l. c. 1894, pag. 332.

Im Vergleich mit den alttertiären Flyschmassen der nördlichen Karpathenländer bietet die Târgu-Ocna'er Gruppe gewöhnlich eine so auffällige Analogie des petrographischen Typus dar, dass es unnöthig erscheint, dieselbe näher zu begründen. Doch dürfte es vorderhand verfrüht sein, auf einer genaueren stratigraphischen Parallelisirung der Târgu-Ocna'er Gruppe zu bestehen, weshalb ich mich mit diesem stratigraphischen Localnamen vorläufig begnügen zu sollen glaube, umsomehr als die sicherlich zunächst vergleichbaren Hoja'er Schichten nichtsdestoweniger einem engeren stratigraphischen Begriff entsprechen, als er bezüglich der Târgu-Ocna'er Gruppe bis jetzt festzustellen war.

Die karpathische Salzformation.

Die mit diesem neutralen Namen zu bezeichnenden, dem Flyschgebiete zufallenden Vorkommnisse von Salzthon-Facies sind in den Bacau'er Karpathen in solche einzutheilen, welche mit der subkarpathischen, auch in dieser Gegend nachweislich miocänen Salzformation zu parallelisiren sind, und solche, welche entschieden palaeogen sind.

Den von Autoren aus Galizien beschriebenen Beobachtungen über buchtenförmiges Eingreifen der subkarpathischen Salzformation in das Flyschgebiet dürfen analoge, in unserem Gebiet nur in Härja zu machenden Erfahrungen als gleichbedeutend angereiht werden. In beiden Fällen ist das Erscheinen kleiner, über Flyschgesteine transgredirenden Miocänpartien ein ganz sporadisches, während sonst die Miocänschichten eine durchwegs randliche Stellung gegenüber den Flyschmassen einnehmen [1]).

Für die palaeogenen Salzthonvorkommnisse der Moldauer Karpathen bietet sich in galizischen Gebirgsantheilen so gut wie gar kein Analogon [2]).

---

[1]) Paul und Tietze: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 214 u. 238.
Tietze: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 662, 663 u. 664.
Derselbe: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 368 u. 370.
Uhlig: Jahrb. d. k. k geol. R.-A. 1883, pag. 101 u. 103.
Zuber: Studya geologiczne we wzchodnich Karpatach, zeszyt II, Kosmos 1885, pag. 43—44 (polnisch).
Derselbe: Atlas geologiczny Galicyi. Text zum II. Hefte. Kraków 1888.

[2]) Salzige Schachtwässer sind bekanntlich für das Flyschgebirge überhaupt bezeichnend. Allein die eigentliche Salzthonfacies wurde, soweit bekannt, speciell innerhalb des palaeogenen Flysches in Galizien nirgends direct beobachtet. Möglich ist es immerhin, dass geringmächtige Einschaltungen von Salzthonfacies hie und da im palaeogenen Flysch in Galizien durchbohrt wurden, ohne dass davon in richtiger Weise Kenntniss genommen wurde.

Seinerzeit wurde von Paul und Tietze vermuthet, dass für die innerkarpathische Miocänscholle von Maniawa a priori die Annahme vielleicht nicht auszuschliessen wäre, nach welcher diese Salzthonscholle etwas älter wäre, als die gewöhnliche Salzformation der Karpathen. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 214.)

Bezüglich des ganz untergeordneten Vorkommens von Salz und Salzthon in den hingegen cretacischen Ropianka-Schichten vergl. Zuber's „Studya geologiczne we wzchodnich Karpatach", Kosmos 1885, pag. 43 u. 52.

Vergl. ferner: Atlas geologiczny Galicyi, Heft II.

Eine Reihe von Bemerkungen über Salzspuren im karpathischen Flysch Galiziens wurde von Zuber gegeben in der Zeitschrift „Kosmos", Lemberg, Jahrg. 1893, Heft III—IV.

Als palaeogen sind in den Bacau'er Karpathen anzuerkennen die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna, ebenso wie die, sei es zu Tage tretenden, sei es aber durch Mineralquellen angedeuteten Salzvorkommnisse von Gura Slanic, Grozesti und Slanic, und ausserdem zahlreiche Vorkommnisse von mächtig entwickelter Salzthonfacies.

Von der miocänen Salzformation ist die palaeogene Salzthonserie petrographisch nicht unterscheidbar, es sei denn durch das Fehlen von Palla, welche hingegen innerhalb der ersteren gleichsam auf Schritt und Tritt erscheint.

Zumeist ist die palaeogene Salzformation aus aschgrauen, thonigen Gypsmergelschiefern zusammengesetzt, welche mit dünnplattigen (1 *cm* bis 1 *dm*), sehr feinkörnigen Mergelsandsteinen wechsellagern, wobei die letzteren gleichfalls aschgrau sind. Diese Sandsteine zeigen oft eine charakteristische, „strzolka"-artige Krummschaligkeit.

Es gibt darunter Mergelsandsteine mit äusserst feinen Glimmerschüppchen, und solche mit relativ grossblättrigem Glimmer. Ausserdem sind die grauen Sandsteine von noch anderen lichten, gelblichen, grobkörnigen Mergelsandsteinen begleitet.

Der eigentliche Salzthon spielt innerhalb dieser Schichtenreihe eine ganz untergeordnete Rolle, zumal sich derselbe auf die nächste Nachbarschaft der Salzvorkommnisse beschränkt (Târgu-Ocna). Gypsbänke sind stets schiefrig und können sowohl innerhalb der besagten grauen Schichtenserie, als auch viel höher in der Schichtenreihe in Begleitung der diese Salzformation überlagernden, grünen Breccienschichten erscheinen, welche die Târgu-Ocna'er Facies repräsentiren.

Nicht immer indessen tritt die palaeogene Salzthonserie als Liegendes der Târgu-Ocna'er Gruppe auf. Vielmehr kann die erstere, gleichsam in Vertretung der letzteren, die Menilitschiefergruppe direct unterteufen (Berg Monachia [1]), Păriul Salaşelu bei Lucăcesci [2]), Păriul Otarului bei Tiseşti nächst Târgu-Ocna). In Tazlau am Tazlau sarat ist die karpathische Salzthonserie hingegen dem untersten Niveau der Menilitschiefergruppe eingeschaltet. Während aus diesen Thatsachen einerseits die Annahme ableitbar erscheint, dass die karpathischen Salzthonbildungen in unserer Gegend das untere Oligocän repräsentiren, ja sogar in das vermeintliche mittlere Oligocän hinaufsteigen können, ist es andererseits wahrscheinlich, dass Steinsalz in den Moldauer Karpathen auch den tieferen palaeogenen Niveaus und zwar dem Eocän anzugehören pflegt. Aus den die palaeogenen Salzbildungen von Grozesti überlagernden Hieroglyphenschichten der Târgu-Ocna'er Gruppe scheint ein dortselbst im Păriul Calcâiu lose liegend vorgefundener Kalkblock herzustammen, welch' letzerer aus tausenden von ganz grosswüchsigen Nummulitenarten zusammengesetzt ist.

Im topogeologischen Theile soll gezeigt werden, dass die von mir zur palaeogenen Salzformation gerechneten Bildungen als

---

[1]) Vergl. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 243.

[2]) Dortselbst 248.

concordante Antiklinalkerne innerhalb von Oligocänsätteln erscheinen. Wenn dabei im Hangenden dieser Salzthonbildungen Schichten der Târgu-Ocna'er Gruppe sich einschalten, sind letztere stets mit den ersteren durch petrographische Uebergänge verknüpft.

Noch merkwürdiger sind jene petrographischen Uebergänge, welche zwischen der palaeogenen Salzformation und den stellenweise ohne Dazwischentreten der Târgu-Ocna'er Grüppe darüber gelagerten Menilitschiefern vermitteln (Monachiaberg [1]).

Cobalcescu, welcher die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna als Miocän hinstellt, gibt auf pag. 59 seines Werkes einige Andeutungen über die geographische Verbreitung seiner miocänen Salzformation inmitten des Flyschgebietes der Bacau'er Karpathen. Aus diesen Angaben resultirt, dass von Cobalcescu unsere Târgu-Ocna'er Gruppe in ihrer Gesammtheit zum Miocän gerechnet wurde.

Bezüglich der geographischen Grenzen, welche für die Ausscheidung der palaeogenen Salzformation gewählt erscheinen, muss zugegeben werden, dass dieselben nicht immer sicher nachweisbar waren. Es gibt Fälle, in welchen der Hangendschenkel einer zerrissenen, den Flyschrand umsäumenden Oligocän - Antiklinale, deren innerer Kern aus palaeogener Salzformation besteht, auf die miocäne subkarpathische Salzformation hinaufgeschoben erscheint [2]. Da alsdann die subkarpathische Salzformation durch Nachfaltung ihr anscheinend ursprüngliches Merkmal der discordanten Lagerung auf dem Flysche zumeist einbüsst und somit concordant der palaeogenen Salzformation des überschobenen Antiklinalkernes an- oder untergelagert ist, bleibt es in diesen Fällen, zufolge Ermangelung von Fossilien, der Willkür des Beobachters überlassen, die Grenze zwischen beiderlei Formationen hieher oder gar bis etwa 0·5 *km* weiter zu verlegen.

Die Uzuschichten [3]).

Unter diesem Namen anscheinend bereits von Herbich in die Literatur eingeführt, sollen die Uzuschichten für unseren Zweck in ganz neutralem stratigraphischen Sinne als wohlgeschichtete glimmerreiche, dickbankige Sandsteine definirt werden, welche im Liegenden der Târgu-Ocna'er Gruppe zur Entwicklung gelangen.

Als typisches Beispiel der hier gemeinten Uzuschichten ist der Steinbruch am Uzuflusse, gegenüber dem D. Mare, zwischen Poiana und Dărmănești festzuhalten.

---

[1]) Vergl. meine früheren Reiseberichte, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 242—243.

[2]) Hieher ist auch das früher von mir beschriebene Profil des Monachia-Berges zu zählen (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 243). In der betreffenden Zeichnung, Fig. 4, ist eine hypothetische Discordanz zwischen miocäner und palaeogener Salzformation veranschaulicht.

[3]) Vergl. Dr. F. Herbich: Das Szeklerland. Mittheilungen aus dem Jahrbuch der ungar. geolog. Anstalt, Bd. V, Heft 2, Budapest 1878, pag. 206—208 und 218.

Vergl. auch Paul und Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1879, pag. 198—204.

Auch in einem Steinbruche bei Cerdac am Slanicbache wird Uzusandstein zu Bauzwecken gewonnen, und wird dieser Felsart in unserer Gegend sonst nur der massige Tisești-Sandstein als Baumateriale vorgezogen.

Der gewöhnlich sehr harte, grünlich-graue, nach Verwitterung gelbliche Uzusandstein verdankt seine bezeichnende, sehr deutlich ausgebildete Schichtung den eingelagerten schmalen Bändern von grau-grünlichem Schieferthon, einem constanten Begleiter dieses Sandsteines.

In der feinkörnigen Grundmasse des Sandsteines pflegen zahlreiche grössere Quarzstücke eingestreut zu sein.

Die grossblättrige Glimmerführung vertheilt sich auf die ganze Gesteinsmasse, ist aber an Schichtflächen am reichsten. Das Bindemittel ist thonig- bis merglig-kieselig, so dass das Gestein nicht immer Kalkgehalt aufweist.

Wo die thonigen, an Bruchflächen oft wachsglänzenden Zwischenmittel eine Mächtigkeit von je einigen Metern erreichen, pflegen dieselben ihrerseits ganz dünne ($^1/_2$ *dm*) Platten von Uzusandstein einzuschliessen, während sonst hie und da 1—3 *m* dicke Uzusandsteinbänke mit bedeutenderen Complexen von dünnplattigem Uzusandstein und von analogem grauen, thonigen, überaus glimmerreichen Sand alterniren.

Der Uzusandstein ist somit nächst verwandt und zum Theil vielleicht zusammengehörig mit jenem grobkörnigen, dickbankigen, glimmerigen Sandstein, welcher in den Liegendpartien der Târgu-Ocna'er Gruppe eingeschaltet, als ein Niveau von grosswüchsigen Nummuliten charakterisirt wurde.

Ohne auf eine nähere Besprechung der Uzuschichten einzugehen, mag noch kurz darauf hingewiesen werden, dass ihr stratigraphisches Liegendes in unserem Gebiete in Poiana am Uzuflusse zu beobachten ist, in Form einer alternirenden Reihe von grauen, des Glimmers entbehrenden Thon- und Kalkmergelschiefern von äusserst feinkörnigen, „strzolka"-artigen Sandsteinschiefern mit thonig-kieseligem Bindemittel und reicher, beinahe mikroskopischer Glimmerführung, und von ähnlichen Hieroglyphen-Sandsteinplatten, welche viele Calcitadern, aber keinen Glimmer enthalten (Kreide).

Das Hauptverbreitungsgebiet der Uzuschichten reiht sich von Westen her an die grosse Menilitschieferzone der Bacau'er Karpathen.

Innerhalb der letzteren spielen aber die Uzuschichten nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Topogeologische Beschreibung.

I. Das Slanicthal[1]).

Die Gegend des Badeortes Slanic (Bacau) und der obere Lauf des Slanicbaches[2]).

Der südwestlich orientirte obere Lauf des Slanicbaches verquert einen mehrere Kilometer breiten, fast nordsüdlich fortstreichenden Oligocänzug. Der Ostrand des letzteren durchkreuzt das Slanicthal etwa 1 *km* oberhalb vom Dorfe Cerdac und ist durch P. Paltinişu[3]) (966 *m*, 846 *m*, 610 *m*) auf der südlichen Thalseite, sowie durch den Berg 773 *m*, welcher sich an P. Piatra 798 *m* anschliesst, auf der nördlichen Thalseite, gegeben. — Der Westrand des Oligocänzuges entfällt erst oberhalb des Badeortes Slanic, auf die Gegend, wo die Staatsgrenze das Slanicthal passirt.

Gemäss der allgemeinen stratigraphischen Anordnung der karpathischen Menilitschieferzone weist auch dieser in einige Sättel und Mulden zergliederte Oligocänzug den massigen Tisesti-Sandstein als den bei Weitem überwiegenden oberen Theil seiner Schichten auf. Die darunter liegenden Menilitschiefer sind ihrerseits durch Schipoter Gesteine unterteuft.

Lediglich auf dem auf Păriul Dobrului entfallenden, quer über den Badeort Slanic nordwärts fortstreichenden Sattel gelangt die Târgu-Ocna'er Gruppe zum Aufbruch. Durch diese, kaum einige hundert Meter breite „Eocän"-Zone[4]) ist der Oligocänzug des oberen Slanicthales seiner Länge nach in zwei Hälften zertheilt. Bezüglich der westlichen Hälfte des Slanicer Oligocänzuges wenden wir uns zuerst zu der nächst dem Badeorte aufragenden Steilböschung des Hügels „Piciorul Borvizului", unterhalb welcher Mineralquellen (Quelle Nr. 1) sich befinden.

Hier fallen Tiseşti-Sandsteinbänke und Menilitschiefer unter 55° nach EES ($7^h 5^0$) ein[5]).

In der engen Felsenschlucht, durch welche man von da an längs dem Slanicbach höher thalaufwärts wandert, dauert die östliche Fallrichtung eine Strecke lang an. Zwischen dem Badehause und dem Cursalon treten zu beiden Seiten des Baches Tiseşti-Sandsteinschiefer mit Platten von quarzitischem Sandstein auf. Es fallen dieselben

[1]) Die geologische Literatur des Slanicthales: Coquand, l. c. pag. 516 ff.; Tschermak, l. c.: Cobalcescu, Memorile (wie oben), pag. 71—72.

[2]) Diese Gegend wurde von mir, in gef. Begleitung des Herrn Ing. M. Anastasesco Joneti aus Bukarest, nur einmal im Jahre 1895 besucht, d. h. zur Zeit, als ich noch nicht mit der grossen hypsometrischen Karte (1 : 20000) ausgestattet war.

[3]) Durch die östliche Böschung dieses Berges.

[4]) „Eocän" im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe.

[5]) Dieser Aufschluss wurde bereits von Tschermak (l. c. pag. 323) und von Sabba Stefanescu (l. c. pag. 82) besprochen.

unter 30—40° nach E 20—30° S ($7^h 5^0$—8^h) ein. Anstehendes Gestein ist hier zumeist durch riesige Trümmerhaufen des massigen Tisești-Sandsteines maskirt. Weiter gegen die Staatsgrenze zu sind aber längst dem Slanicbache an verschiedenen Punkten westlich (bis WWS) fallende Menilitschiefer und Sandsteine zu beobachten. (Tisești-Sandstein im Bachbette dicht bei der Staatsgrenze: Fallen nach W 20° S unter 5°; dagegen bei der ersten Brücke thalabwärts, unterhalb der Staatsgrenze: Fallen nach W 5° S unter 20°).

Danach dürfte es ein beiläufig nordsüdlich fortlaufender Sattel der Menilitschiefergruppe sein, in welchen die besagte felsige Schlucht eingeschnitten ist. Die zugehörige, westwärts benachbarte Muldemitte fällt im Slanicbache etwa mit der Staatsgrenze zusammen. Dicht bei der Staatssgrenze am Plaiul Chescheias, einem schmalen Bergkamme, welcher, westwärts beständig an Höhe zunehmend, uns in dieser Richtung schliesslich zu der imposanten Bergspitze Sandru mic hinaufführt, betreten wir eine einige Kilometer breite Zone von beinahe nordsüdlich streichenden Târgu-Ocna'er Schichten. Es ist dies die westliche Umsäumung des Oligocänzuges des oberen Slanicthales. Noch weiter gegen Westen zu, bereits auf der Bergspitze des Sandru mic, folgt ein mehrere Kilometer breiter Zug von Uzusandstein. Dem letzteren scheint die ganze Reihe der höchsten Berge dieser Gegend (Sandru mare, Nemira) zuzufallen.

Der vorerwähnte, anscheinend zwischen dem Badeorte und der Landesgrenze sicher anzunehmende Oligocänsattel, dessen Westschenkel indessen überkippt sein dürfte, wurde von mir sonst nicht näher untersucht.

Die an den genannten Sattel von Osten her angrenzende, gleichfalls aus Tisești-Sandstein und Menilitschiefer aufgebaute Synklinale breitet sich über den Höhenzug des P. Dobrului (832 *m*, 826 *m*, 794 *m*) sammt seinem am Slanicbache gelegenen Vorhügel „Piciorul Borvizului" auf südlicher Thalseite aus, während hingegen auf der nördlichen Thalseite des Slanic diese Synklinale über den Ostabhang des Berges Puf fortlauft.

Die beiderseitigen Schenkel dieser oligocänen Synklinale, wie auch ihre Medianzone, sind im Slanicthale auf folgende Art und Weise gegeben:

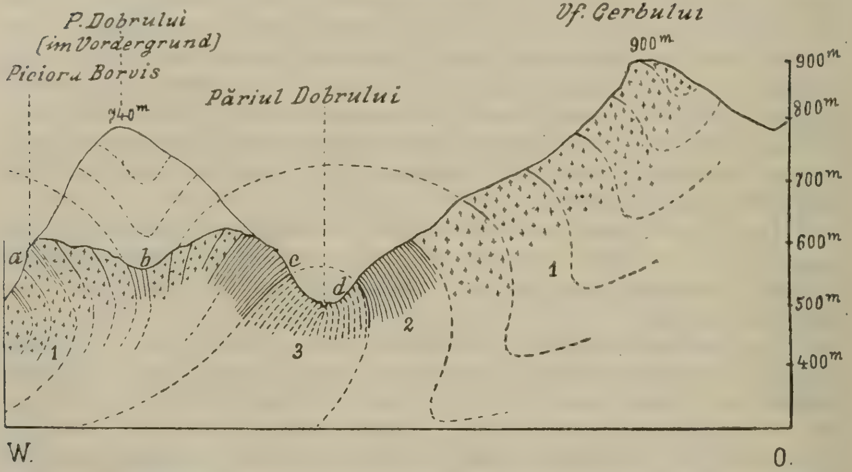
1. Dem Westschenkel unserer Synklinale fallen die bereits oben erwähnten, östlich fallenden Schichten zu, welche am „Piciorul Borvizului", oberhalb der Mineralquellen anstehen. (Aufschluss *a* im umstehenden Profil Fig. 1.)

2. Die Medianzone der oligocänen Mulde scheint durch senkrecht einfallende Schichten gekennzeichnet zu sein. Thatsächlich sind an der betreffenden Stelle des Bachbettes Menilitschiefer auf den Kopf gestellt. (Südliche Thalseite, etwa am halben Wege von oben erwähnten Mineralquellen, längs dem Hügel Piciorul Borvizului zur Mündung des Dobruthälchens. Dieser Aufschluss ist mit *b* bezeichnet im Profile Fig. 1.) Diese Schieferschichten streichen nach N 10° E, und ist ihre Fortsetzung ziemlich hoch am Ostabhange des Berges Puf, auf der gegenüberliegenden nördlichen Thalseite des Slanic, zu suchen.

3. Hingegen fallen am Fusse dieses östlichen Abhanges des Pufberges, nächst der Villa Scurtu, typische Menilitschiefer nach W 20—30° N ($19^h\ 5^0 - 20^h$) unter beiläufig 30° ein, so dass dieser Aufschluss bereits dem Ostschenkel der besagten oligocänen Synklinale angehören muss.

Deutlicher als an dieser Stelle tritt der Ostschenkel unserer Synklinale im Süden des Slanicthales zu Tage, längs der östlichen, zum Păriul Dobrului abdachenden Abhänge des Dobru-Höhenzuges. Die an diesen Abhängen anstehenden Menilitschiefer sind westwärts geneigt und es schliessen sich dieselben als Hangendes an die hingegen in der Tiefe des Dobruthales (Păriul Dobrului) nach Art eines Sattelaufbruches erscheinenden Salzthonschichten an.

Fig. 1.



Querprofil des Dobruthales beim Badeorte Slanic (Bacau).

1. Massiger Oligocänsandstein und Menilitschiefer. (Obere Abtheilung der Menilitstufe.)

2. Menilitschiefer und Schipoter Schichten. (Untere Abtheilung der Menilitstufe.)

3. Salzthonschichten der Târgu-Ocna'er Gruppe.

a, b, c, d = Die im Texte näher beschriebenen Aufschlüsse.

Die Salzthonschichten des Păriul Dobrului sind nicht nur zufolge ihres Erscheinens als Vertreter der Târgu-Ocna'er Gruppe und als directe Unterlage der Menilitschiefer zu beachten, sondern auch petrographisch bemerkenswerth. Es sind dies aschgraue, glimmerige Mergelschiefer und mergelige Schieferthone, welche mit Sandsteinen und Breccien vom Härja'er Typus alterniren. In thonigen Bänken dieser Schichtenreihe sind an verschiedenen Stellen zahlreiche kleine Gerölle, theils von Quarzit, theils aber von demselben grünen Schiefergestein eingeschlossen, dessen erbsen- bis wallnussgrosse Körner den Hauptbestandtheil der genannten Breccien und Breccien-

conglomerate abgeben. Ausserdem führt das Breccienconglomerat Rollstücke von weissem Quarz. Die hie und da inmitten der Schieferthone sich einschaltenden, im nassen Zustande grellgrünen Sandsteinbänke (2—4 *m*) weisen mergeliges Bindemittel auf und sind gleichfalls hauptsächlich aus Detritus des nämlichen grünen Schiefergesteins zusammengesetzt. Diese Sandsteinbänke enthalten ihrerseits dünne (einige Centimeter) Lagen von kleinkörnigem Breccienconglomerat. Einige festere glimmerige Sandsteinbänke weisen Kalkbindemittel und Kalkspathadern auf. Salzausblühungen und eine im oberen Theile des Păriul Dobrului angeblich befindliche, stark gesalzene Quelle sind als bezeichnende Merkmale der besagten Schichtenreihe zu nennen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die letztere auch im Bereiche der Mineralquellen im Badeorte Slanik die Menilitschiefergruppe unterteuft und für die Entstehungsweise dieser Mineralquellen von grosser Wichtigkeit ist.

Bekanntlich gibt es in Slanic zweierlei Mineralquellen, und zwar Eisensäuerlinge mit vorwaltendem Eisencarbonat unter ihren fixen Bestandtheilen und andere, salzige Quellen, mit vorwiegendem Chlornatrium, mit kohlensaurem Natron, sowie ausserdem mit freier Kohlensäure und mit Schwefelwasserstoff. Die aus Gebirgsschutt hervorsprudelnden Eisensäuerlinge entstammen der Menilitschiefergruppe und sind nicht blos in Slanic, sondern überhaupt in den Karpathen ein constantes Merkmal dieser Etage [1]). Die salzigen Quellen von Slanic wurden nun bereits von Tschermak (l. c. pag. 322—330) auf einen aus bedeutender Tiefe aufsteigenden Natronsäuerling zurückgeführt, welcher mit einem Salzlager in Berührung kommt. Thatsächlich entspringen diese Quellen der Menilitformation. Allein es zeigt sich nunmehr, dass die Menilitformation in der Gegend des Badeortes unmittelbar von einer palaeogenen Salzthon-Etage unterlagert ist, wobei die Mineralquellen, sei es am Ostschenkel der zwischen Piciorul Borvizului und der Staatsgrenze hindurchstreichenden Antiklinale, sei es aber in der Nähe dieses Antiklinalschenkels gelegen sind. Offenbar treten locale Störungen, Verwerfungen, Spalten etc. in diesem östlichen Antiklinalschenkel auf.

Ihrem ganzen Habitus nach ist die besagte Salzthongruppe des Badeortes vor Allem mit der palaeogenen, wahrscheinlich unteroligocänen Salzformation des Monachiaberges bei Moinesti und mit der analogen Salzformation des Păriul Salașelu (bei Hereseu am Tazlau sarat) nächst verwandt [2]).

In allen diesen drei Fällen wechsellagert die palaeogene Salzformation mit gewissen Gesteinen, welche auch in der hangenden Menilitschiefergruppe erscheinen, und zwar für ihren Liegendtheil bezeichnend sind.

Im Păriul Dobrului ist es eine 1 *m* dicke Einlagerung von kieseligem Mergelschiefer, einem bezeichnenden Gestein der Schipoter

---

[1]) An Beispielen fehlt es in unserem Gebiete nicht. Es gibt analoge Angaben über galizische Karpathen von Paul, Tietze, Zuber etc.

[2]) Vergl. in meinem früheren Reiseberichte (Theil II), Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, die Angaben auf pag. 243 u. 248.

Facies, welche inmitten der Salzthonschichten an einer Stelle beobachtet wurde (Bachbett am Austritt aus dem Păriul Dobrului gegen das Slanicflüsschen zu).

Ausserdem wurden Schipoter Schichten, und zwar dünnplattige Hornsteine als unmittelbares Hangende der besagten Salzthonserie des Păriul Dobrului constatirt. Der betreffende Aufschluss liegt am Westabhang des Dobruthales, etwa 100—200 *m* oberhalb seiner Mündung.

Gemessen wurde in diesem Aufschlusse: Streichen N 10° E; Fallen 60—80° nach Westen. (Westlicher Schenkel der Dobru-Antiklinale; Aufschluss *c* im Profile Fig. 1).

Unweit von diesem Aufschluss, etwas mehr thalabwärts, stehen die Salzthonschichten des Bachbettes senkrecht, bei constant nord—10°—östlichem Streichen (Antiklinalaxe).

Hingegen höher thalaufwärts, gleich oberhalb des Aufschlusses mit Hornsteinen, wo der Dobrubach einen nach Osten ausgezogenen Bogen beschreibt, sind die grünen Sandsteine des Salzthons unter etwa 80° nach Osten (Streichen N 10° E) geneigt. (Nicht überkippte Medianzone der Antiklinale, Aufschluss *d* im Profile Fig. 1).

Wenn man schliesslich in dieser Richtung, längs dem Dobrubache thalaufwärts, etwa 1—2 *m* zurücklegt, sind im Bachbette papierdünn spaltbare Menilitschiefer aufgeschlossen, wobei die Fortsetzung der Salzthonschichten in dieser Gegend bereits ausserhalb des Bachbettes, am westlichen Thalabhang, zu finden ist.

Die Salzthonschichten sind, wie es hier deutlich zu sehen ist, von ostwärts benachbarten Menilitschiefern unterteuft, zumal letztere hier unter 60—70° nach Westen einschiessen (Streichen stets N 10° E).

Die fraglichen Menilitschiefer sind demnach als überkippter Ostschenkel der Salzthonantiklinale des Dobruthales, respective als Westschenkel einer ostwärts benachbarten Oligocänsynklinale, jener des Cerbuberges, aufzufassen.

Dieser letztere Berg (Vf. Cerbului 900 *m*), welcher im Südosten des Badeortes aufragt und gegen Westen hin zum Dobruthale abdacht, ist nämlich aus Tisești-Sandstein aufgebaut. Allein die den genannten Sandstein unterteufenden Menilitschiefer schliessen sich an den überkippten Ostschenkel der westwärts benachbarten Salzthonantiklinale des Dobruthales an.

Dem Ostschenkel der Dobru-Antiklinale fällt ferner im Badeorte Slanic der grosse, halbkreisförmige Steilabsturz der südlichen Thalböschung, in dessen Mitte das Hôtel Racovița steht, zu. Die Grenze der grünen Sandsteine und der „Salzthone“, gegen die Menilitschiefer zu, entfällt auf den südlichen Theil des genannten Steilabsturzes. Bei den Sandsteinen der Salzformation wurde an dieser Stelle gemessen: Fallen nach W 20° N unter 80°; bei den Menilitschiefern aber: Fallen nach W 20° N unter 85°. Auch hier ist unsere Salzformation den Menilitschiefern concordant aufgelagert.

Auf locale Störung oder secundäre Faltung ist es zurückzuführen, dass im nördlichen Theile unseres halbkreisförmigen Auf-

schlusses, d. h. in grösserer Entfernung von der obigen Salzformation, die Menilitschiefer zuerst unter 45°, und weiter gegen Norden zu unter 65° nach E 20° S (7^h 5^0) einfallen.

Satunou. Da das Slanicthal in der Gegend des gleichnamigen Badeortes und des Dorfes Satunou in nordöstlicher Richtung sich hinzieht, während das dortige Generalstreichen der Schichten ein nordnordöstliches ist, wird dieses Thal von der Salzthonantiklinale, welche das Dobruthal begleitet, gekreuzt. Der grössere, südliche Theil von Satunou liegt direct auf der genannten Salzthonantiklinale. Auf Bergabhängen im Norden von Satunou (nördliche Thalseite des Slanic) ist die Fortsetzung dieser Antiklinale gut markirt durch zahlreiche, lose liegende Brocken der für die Salzthongruppe bezeichnenden grünen Breccie.

Die äussere Ortsgrenze des Salzthonzuges liegt in Satunou dicht bei einer unscheinbaren Anhöhe, welche kaum einige Meter das Niveau der Thalsohle und der Strasse überragt (nächst der Chaussée gegen den Slanicbach zu, im nördlichen Theil des Dorfes). Diese mit Flussschotter bedeckte Anhöhe, ein Vorsprung einer Alluvialterrasse, ist aus Sandstein unserer Salzthongruppe aufgebaut. Der letztere fällt etwa unter 40° nach W 10° N (18^h 10^0) ein.

Südlich und östlich von dieser Stelle betreten wir wiederum sofort das Gebiet der Menilitschiefer, welche das Slanicbett in schiefer Richtung verqueren. Die längs dem ganzen Dorfe Satunou an der südlichen Thalseite fortlaufende Steilböschung, welche bis 40 *m* hoch ist und nach oben zu mit einer mächtigen Lage von fluviatilem Schotter („diluviale“ Terrasse des Slanic) abschliesst, ist durchwegs aus typischem Menilitschiefer aufgebaut. (Untertheil der Menilitschiefergruppe.)

Auch diese im Fortstreichen der Schichten der obigen Aufschlüsse beim Hôtel Racoviţa gelegene Felswand ist durch ein westliches (W 10° N) bis nordwestliches Einfallen der Menilitschiefer noch als der überkippte westliche Liegendschenkel der Salzthonantiklinale des Dobruthales charakterisirt. Der Fallwinkel wurde hier mit 45° bis 75° gemessen.

Beachtenswerth ist es, dass die hier anstehenden schwarzen, äusserst dünn spaltbaren Fischschiefer ausser von Platten eines beinahe glasigen Sandsteines und eines schwärzlichen Sandsteinschiefers von petrographischer Zusammensetzung des Tiseşti-Sandsteines dünne Lagen von jener grünen Breccie führen, welche in der örtlich und stratigraphisch benachbarten Salzthongruppe eine so wichtige Rolle spielt, wodurch Uebergänge zur Salzthonfacies angedeutet sind.

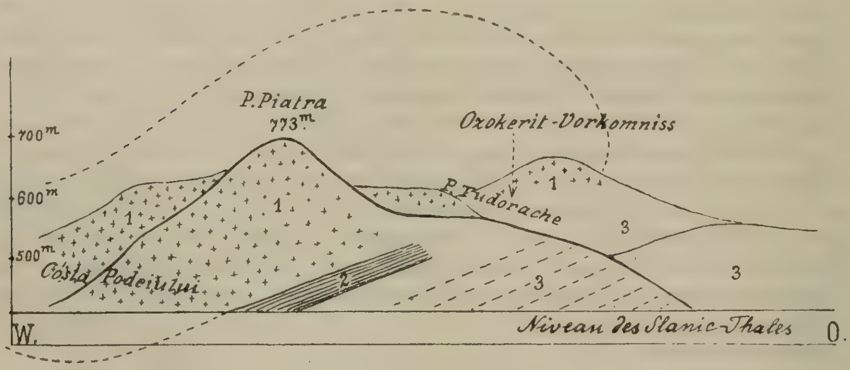
Aus den Menilitschiefern ist mir ein analoges Breccienconglomerat aus Val. Otarului bei Tiseşti nächst Târgu-Ocna bekannt, wo die Menilitschiefer gegen ihr Liegendes zu gleichfalls in Salzthonfacies übergehen. Das fragliche Breccienconglomerat von Satunou ist kleinkörnig, aus Damouritschiefer und milchweissem Quarz einerseits, sowie aus einer kieseligen Grundmasse andererseits zusammengesetzt. Im Unterschiede zu analogen, innerhalb der „Schichten von Târgu-Ocna“ im Districte Bacau überhaupt vorkommenden Gesteinen

zeigte das Conglomerat der Slanicer Menilitschiefer im Dünnschliffe keine organischen Körper.

Păriul Sasului. Der von Osten her die Mündung dieses Seitenthälchens einfassende felsige Hügel (594 *m*), welcher gleich unterhalb von Satunou in das Slanicthal südwärts vorspringt, gehört dem oberen massigen Tisești-Sandstein an. Es ist dies der von Vf. Cerbului hieher vorüberstreichende synklinale Zug dieses Sandsteins.

Păriul lui Ignat und P. Petri, zwei weiter östlich gelegene Schluchten, welche gleichfalls von Norden her ins Slanicthal münden, sind auch in Gesteinen der Menilitschiefergruppe eingeschnitten. Die Tisești-Sandsteine und die Menilitschiefer fallen in dieser Gegend

Fig. 2.



Ansicht des Piatraberges vom Slanicthale aus.

1. Massiger Oligocänsandstein.
2. Schipoter Schichten.
3. Târgu-Ocna'er Schichten.

überall westlich ein. Thalabwärts, jenseits der Mündung des Păriul Petri, sind an dem als Cósta Podieului auf der Karte bezeichneten Südabhange des Piatraberges (798 *m*, 828 *m*, 831 *m*) Schipoter Schichten entblösst. In dem dicht über dem Thalboden des Slanic befindlichen Aufschlusse fallen diese dünnplattigen Hornsteine und verkieselten Mergelschiefer unter 20—60° nach W 20° S bis NW 15° N ein. Das Generalstreichen dieses geknickten Gesteinszuges ist ein nordöstliches. Auf der südlichen Thalseite ist seine Fortsetzung gut entblösst in einem Aufschlusse, welcher etwas weiter gegen Westen hin gelegen ist als der obige. Dieser Schipoter Schichtenzug ist westwärts von Menilitschiefern und von massigem Tisești-Sandstein, welch' letzterer die Bergkette Piatra aufbaut, überlagert. Hingegen ostwärts, am Fusse der Piatraberge, gegen Păriul Tudorache zu, sind die Schipoter Schichten durch die Târgu-Ocna'er Etage unterlagert (vergl. die obenstehende Zeichnung Fig. 2).

Die vorgenannte Bergkette Piatra, welche im Norden des Slanicthales in nördlicher Richtung sich hinzieht, ist im Fortstreichen der Schichten gelegen, welche an dem grossen, eine Meile südlich vom Slanicthale aufragenden Paltinişberge (1019 *m*) anstehen. Der letztere ist ebenso wie der kleinere, gleichfalls als Vf. Paltinişu (930 *m*) auf der Karte bezeichnete Berg (südöstlich vom Berg 1019 *m*) aus überaus mächtigen Schichten von Tisesti-Sandstein aufgebaut, während hingegen in Thaleinsenkungen östlich vom Berg 930 *m*, in jenen zwischen dem Berg 1019 *m* und dem bereits oben besprochenen Vf. Cerbului (900 *m*) die untere Menilitschiefergruppe (d. h. Menilitschiefer und Schipoter Schichten) herrscht.

Der Schipoter Schichtenzug von Cósta Podieului dürfte danach als eine Verlängerung jenes Streifens der Schipoter Schichten zu betrachten sein, welcher viel weiter im Süden am Oitozflusse bei Hărja erscheint und die westliche Böschung des Oitozthales am Fusse von Vf. Popii 887 *m*, Canéla 867 *m*, Ciungu 835 *m* und Paltinişu 930 *m* umsäumt (vergl. pag. 597—602).

Der mittlere Lauf des Slanicbaches.

Vom Schipoter Schichtenzug am Fusse des Piatraberges bis zu dem noch zu besprechenden Schipoter Schichtenzug unterhalb des Maguraberges (vergl. pag. 587) weist das Slanicthal auf eine Distanz von mehreren Kilometern nirgends Gesteine der Menilitschiefergruppe auf. Längs dieses, nur flüchtig von mir besuchten, mittleren Thalabschnittes verquert man einige verschiedene Sattelaufbrüche der Târgu-Ocna'er Schichten. Die hier an manchen Stellen auftretenden Uzusandsteine (grosser Steinbruch auf der südlichen Thalseite bei Cerdac) scheinen als Antiklinalkerne im Liegenden der Târgu-Ocna'er Schichten aufzutreten. An den beiderseitigen Wasserscheiden des Slanicbaches gibt es in dieser Gegend je einige Berggipfel, welche „Inseln" von Menilitschieferschichten darstellen. Diese letzteren sind ringsherum von Eocän umgeben. Hierher gehört der Berg Unguréna 779 *m* und wahrscheinlich auch der Berg 761 *m* (Bolohan), welche auf der Wasserscheide zwischen dem Slanic- und Oitozflusse sich erheben. Es sind dies die höchsten Berggipfel der genannten Wasserscheide, welche überdies durch schroffe Reliefformen abstechen — gegenüber den sanftwelligen Verwitterungsformen der über die Wasserscheide hindurchstreichenden Schichten von Târgu-Ocna. Auf der in Rede stehenden Wasserscheide liegt die Passage der Târgu-Ocna'er Schichten einerseits im Westen in der Gegend „La Bolohan 671 *m*", andererseits aber im Osten bei den Bergen Jordagatu 754 *m* und Muncelu.

Die eocänen Hieroglyphenschichten nehmen auch in dieser Gegend, und zwar an einigen Stellen bei Cerdac und im Păriul Stroe neben Piscu Paltinişu, beinahe das Gepräge der Salzthonfacies an und sind alsdann durch Salzausblühungen charakterisirt.

Von den die obige Gegend betreffenden Beobachtungsdetails mögen noch diejenigen näher beschrieben werden, welche sich auf Păriul Tudorache bei Cerdac beziehen.

Păriul Tudorache zweigt sich in nördlicher Richtung vom Slanicthale ab und grenzt westwärts an die vorgenannte aus Tisești-Sandstein aufgebaute Piatra-Bergkette (vergl. Fig. 2, pag. 584).

Der den Südabhang von Piatra umsäumende Schipoter Schichtenzug läuft in nordöstlicher Richtung dem Păriul Tudorache, und zwar seinem oberen, nördlichen Theile zu. Im südlichen Abschnitt des Păriul Tudorache taucht dickbankiger, glimmeriger, grobkörniger Uzusandstein auf. Höher thalwärts, an einer Schwefelwasserstoffquelle vorübergehend, gelangt man zu einer felsigen Stelle des Bachbettes, wo die nachstehende Schichtenfolge zu beobachten ist (von S nach N):

1. Dunkelgrüne, harte, kieselige Schipoter Schieferthone mit dichten, dunklen oder abwechselnd grau-grünlichen Kieselkalken wechsellagernd, dünnplattig; Streichen NE 15° E (4^h 5^0), Fallen senkrecht. Mächtigkeit des entblössten Gesteines etwa 40 *m*. Der auf Bruchflächen des Gesteins zu beobachtende Fettglanz weist auf Bitumenadern hin.

2. Dünnschichtiger Tisești-Sandstein, d. h. harter, überaus feinkörniger, im Bindemittel thonig-kieseliger Sandstein ohne Glimmer. Dieses Gestein zeigt braunschwarze, wachsglänzende Flasern, welche von seiner Grundmasse durch sehr reichen Bitumengehalt sich unterscheiden und ausgewalzten, verunreinigten Ozokeritadern gleichkommen.

Der Sandstein zeigt steiles, östliches Fallen, und zwar bei nordnordöstlichem Streichen (2^h).

3. Schipoter Schichten, sowie ein grünlich-grauer Sandstein mit viel Glimmer. (Ob in Wechsellagerung, ist in meinem Notizbuch nicht angegeben.) Fallen bereits westlich unter etwa 45°, bei sich gleichbleibendem Streichen (2^h).

4. Sehr mächtige, grünlich-graue Schieferthone; Fallen westlich unter etwa 30°, Streichen NNE.

Da ich die Umgebung dieses Aufschlusses in späteren Jahren, als ich bereits eine zweckdienliche hypsometrische Karte zur Hand hatte, nicht von Neuem besuchen konnte, will ich durch obige Angaben blos die einzige Schlussfolgerung begründet haben, dass die Ozokeritspuren des Păriul Tudorache an der Grenze zwischen der Menilit- und der Târgu-Ocna'er Gruppe auftreten.

Die obige Schichtenfolge ist entschieden als Wechsellagerung von Gesteinstypen aus beiderlei Schichtengruppen aufzufassen und gleicht analogen, an der stratigraphischen Grenze der letzteren auch aus anderen Gegenden zu schildernden Erscheinungen (z. B. Eisenbahntunnel bei Mosoare).

Von Cobalcescu (l. c. pag. 59) wird das relativ am längsten bekannte Ozokerit-Vorkommniss des Păriul Tudorache an die stratigraphische Grenze zwischen Miocän und Oligocän verwiesen, wobei aber als „Miocän" auch unsere Târgu-Ocna'er Schichten betrachtet wurden [1]).

---

[1]) Bezüglich sonstiger literarischer Notizen über das Ozokerit-Vorkommniss im Păriul Tudorache sind folgende Werke zu vergleichen:

Glocker in Schweigger's Journ. f. Chem. u. Phys., Bd. 69, pag. 215, Jahrg. 1833 (teste Tschermak). — M. Boué: Resumé d. progrés d. sc. géol.; Bull. Soc. géol. France Tome 5, 1834, pag. 143. Das Vorkommen „bei Slanic" ent-

Es ist wahrscheinlich, dass das obige Ozokerit-„Vorkommniss" ganz einfach im Fortstreichen des Schipoter Schichtenzuges von Costa Podieului gelegen ist (vergl. Fig. 2, sowie pag. 584).

Der untere Lauf des Slanicbaches.

A. Querprofil des Oligocänzuges des Maguraberges. Slănicelu. Vf. Grohotisu. (Westabschnitt des Profiles Fig. 2, Taf. XVI.)

Von der Ortschaft Slănicelu thalabwärts bis zur Mündung des Păriul Lupului bei Gura Slanic, verquert der Slanicbach von Neuem die Oligocänstufe. Es ist dies jener breite oligocäne Gesteinszug, welchem in der Gegend von Târgu-Ocna der Maguraberg angehört.

Auch hier erscheinen am Fusse der Bergabhänge im Bachbette braune Menilitschiefer mit dünnen Sandsteinplatten, während der bei weitem mächtigere massige Tisești-Sandstein den oberen Theil der Böschungen des Maguraberges aufbaut. Ebenso treten Schipoter Schichten innerhalb dieser Oligocänserie nur dicht an ihrer Grenze gegen die dieselbe unterlagernden Schichten von Târgu-Ocna auf. (Văleni bei Târgu-Ocna, Mosoare; Slănicelu am Slanic.)

Bei Slănicelu streicht ein Schipoter Schichtenzug quer über das Slanicthal nordsüdlich hindurch. Unmittelbar jenseits desselben betritt man ein von Westen her an den Oligocänzug des Maguraberges angrenzendes Gebiet von Târgu-Ocna'er Schichten, ganz nach Analogie mit den an anderen Orten in unserer Gegend bezüglich der stratigraphischen Position der Schipoter Schichten gemachten Beobachtungen. Die tektonischen Charaktere des Oligocänzuges des Maguraberges sind folgende: Dicht an seinem Ostrande (Mündung des Păriul Lupului) herrscht steile (60^0) westliche Neigung der Schichten. Bereits in der Gegend des Păriul Lespezilor (am südöstlichen Abhange des Maguraberges) sind die Menilitschiefer ganz sanft (15^0) nach Westen geneigt. Noch weiter thalabwärts scheinen die Schichten hie und da fast horizontal zu liegen, worauf sich etwa 1 *km* vor Slănicelu, östlich von dieser Ortschaft, ein ganz sanftes, östliches Fallen (etwa 15^0) einstellt.

An einer steilen Felswand, welche auf der Südseite des Slanicbaches, kurz vor Slănicelu, hoch emporragt, ist zu sehen, dass die Westgrenze unseres Oligocänzuges ihrerseits durch eine Zone von ganz steilen (80—85^0) Schichten gekennzeichnet ist.

Die Fallrichtung ist innerhalb dieser etwa 100 *m* breiten Zone östlich, zum Theil aber zufolge Ueberkippung westlich. (Vergl. die umstehende Fig. 3.)

Diese Zone von steil aufgerichteten, dicken Sandsteinbänken gelangt im Westen durch die von der Localität Slănicelu bereits oben erwähnten Schipoter Schichten zum Abschlusse. Die letzteren treten auch auf der Nordseite des Baches, gleich neben der Strasse

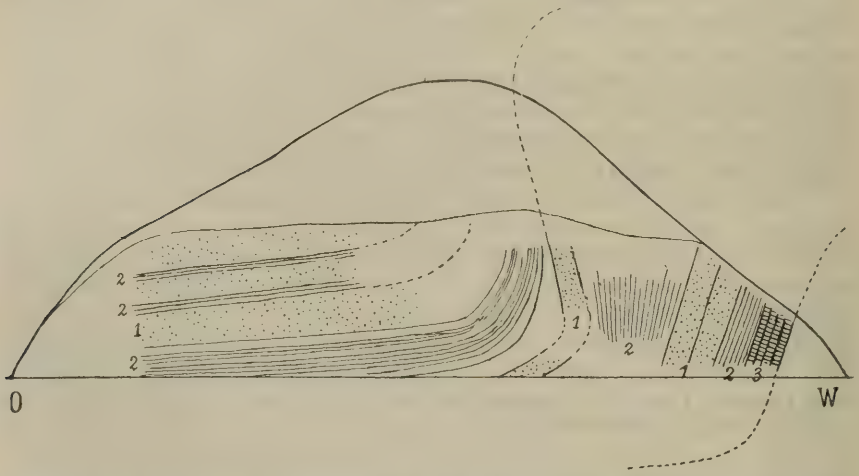
deckte Meyer. — Coquand, l. c. 1867, pag. 516—517. — Tschermak, l. c. 1881, pag. 321. — Das Erdöl von H. Höfer, Braunschweig 1888, pag. 96.

auf und zeigen dortselbst steile (80°) Neigung der Schichten in der Richtung nach W 10° N (18h 10°) [1]).

Aus diesen Daten resultirt, dass der Uebergang zur steilen Schichtenneigung an den Rändern der im Ganzen flachen Oligocänsynklinale des Maguraberges ein so plötzlicher ist, dass hier gleichsam die Leitlinie einer Flexur nachgeahmt wird. (Vergl. Profil Fig. 2, Taf. XVI.)

Es erklärt sich dieser eigenthümliche Bau der Synklinale durch die grosse Festigkeit und Mächtigkeit des massigen Tisesti-Sandsteines, zumal der letztere in gegebenem Falle einen relativ sehr breiten Gesteinszug repräsentirt.

Fig. 3.



Ansicht der südlichen Steilböschung des Slanicthales nächst der Mündung des Pǎriul de la Piciorul Porcului bei Slǎnicelu.

1. Tisesti-Sandstein in meterdicken Bänken.
2. Menilitschiefer.
3. Schipoter Schichten.

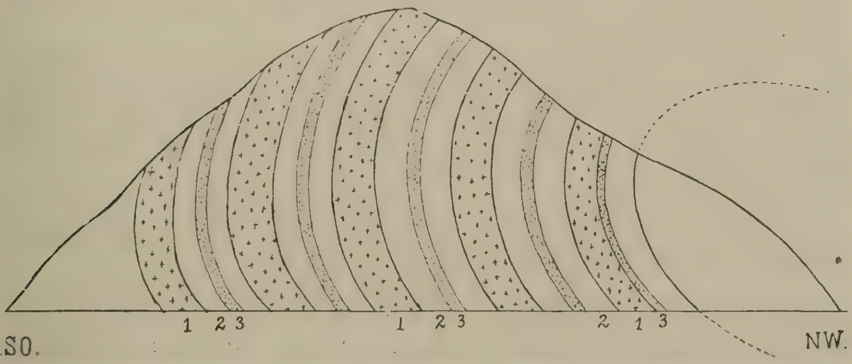
In runden Zahlen mag am Maguraberge die Mächtigkeit der liegenden Menilitschiefer auf 50—100 *m*, dagegen die des massigen Tisesti-Sandsteines auf 350—400 *m* veranschlagt werden. (Der höchste Punkt des Maguraberges 717 *m*; die untere Grenze der Entblössungen der Menilitschiefergruppe an Stellen, wo in der Mitte der Synklinale fast söhlige Lagerung herrscht, 303—310 *m*.)

Pǎriul de la Piciorul Porcului bei Slǎnicelu. Târgu-Ocna'er Schichten stehen nahe der Mündung dieses Bacheinrisses an. Dicht daneben thalaufwärts verläuft die Westgrenze des Menilitschiefersystemes.

[1]) Aufschluss *b* im Profile Fig. 2, Taf. XVI.

Păriul Bejan, südlich von Slănicelu. An der steilen westlichen Böschung dieses Thälchens (unterhalb des Hügels ⟡ 450 *m*) sind Târgu-Ocna'er Schichten entblösst. Es alterniren grünliche Thonmergelschiefer (1—2 *m*) mit Schichten (2—3 *dcm*) von glimmerigem, krummschaligem Sandsteinschiefer und mit Bänken (2—3 *dcm*) von weisslichem, splitterigem Kalksandstein, welcher durch Hornsteineinsprengungen und durch grossknollige Schichtenflächen sich auszeichnet. Die Schichten beschreiben an der Felswand senkrecht orientirte Bogenlinien. Im oberen Theil der Bögen ist das Fallen steil südöstlich, im unteren Theil aber ebenso steil nordwestlich. Streichen NE. (Vergl. Fig. 4.)

Fig. 4.



Steilwand der Târgu-Ocna'er Schichten beim Păriul Bejan nächst Slănicelu.

1. Kalksandstein.
2. Thonmergelschiefer.
3. Sandsteinschiefer.

Danach befindet sich dieser Aufschluss nahe der Medianzone der „Eocän"-Antiklinale von Slănicelu und es zeigt sich, dass ihr Ostschenkel thatsächlich überkippt ist. Durch verticale Bögen der Schichtenlinien ist nämlich die obere Grenze der Tiefenstufe der Ueberkippung markirt, so wie es im Profile Fig. 2, Taf. XVI veranschaulicht ist (Stelle *a* in diesem Profile). Die grüne Hărja'er Breccie (oberes Niveau der Târgu-Ocna'er Gruppe) erscheint an dieser Stelle nicht. Dieselbe ist aber am östlichen Grenzrande des besagten Eocänzuges, gegen das Oligocän des Maguraberges hin, in zahlreichen, lose liegenden Stücken zu sammeln. Dortselbst führt die Breccie, ausser ihren gewöhnlichen Bestandtheilen, viele Nulliporenkörner (Păriul Popi).

Vf. Grohotișu 626 *m*. Die Grenze der Menilitschiefer und der Tisești-Sandsteine gegen die Târgu-Ocna'er Schichten verläuft 100—200 *m* westlich von dieser Anhöhe. Im grossen Steinbruch im oberen Theil des Păriul Grohotișu (NNE von Vf. Grohotișu) wird massiger Tisești-Sandstein zu Bauzwecken gewonnen.

B. Die Gegend von Gura Slanicului am Slanicbache [1].

Im Anschluss an die obige Beschreibung des Maguraberges mag über seine östlichen Abhänge nächst Gura Slanic Folgendes notirt werden.

Oberhalb der Biserica la Troiţa streicht der dickbankige Tiseşti-Sandstein nordsüdlich, fällt aber unter 10° nach Westen ein. Etwas weiter nördlich, oberhalb von Baile Anastasache, wurde im Tiseşti-Sandstein gemessen: Streichen N 5° W, Fallen westlich unter 25°. (Aufschluss *a* im Profile Fig. 1, Taf. XVII.)

Steilere Schichtenneigungen sind auf dieser östlichen Böschung des Maguraberges nicht zu beobachten.

Am Fusse der letzteren betreten wir bei Gura Slanic eine niedrige Terrasse, welche der als alluvial zu bezeichnenden Terrasse beim benachbarten Städtchen Ocna und beim Dorf Tiseşti hypsometrisch gleichwerthig ist.

Diese in unserem Profile veranschaulichte Terrasse lehnt sich im Norden an den Trotuşfluss, im Westen aber an den Slanicbach an.

An dem dem Trotuşflusse zugewendeten Steilrande unserer Terrasse treten Schipoter Schichten auf (zwischen Baile Anastasache und Podul Lăstunilor).

Die Fortsetzung dieses Gesteinszuges nach SSE, gegen Gura Slănicului hin, ist durch quartäre Sedimente unserer altalluvialen Terrasse maskirt (fluviatiler Schotter und Lehm).

Dort, wo der Slanicbach an den Steilrand unserer Terrasse unmittelbar herantritt, kommen in Gura Slanic aschgraue Thonmergel mit eingeschalteten grauen, glimmerreichen, feinkörnigen Mergelsandsteinen zum Vorscheine.

Grobkörniger Sandstein und Sand sind innerhalb dieser mächtigen Schichtenreihe in dicken Lagen eingeschaltet. Dieselbe ist überallhin durch Salzausblühungen charakterisirt und gehören ihr auch die bekannten Mineralquellen von Baile Anastasache an. Versteinerungen sind innerhalb dieser „Salzformation“ leider nicht zu finden. Charakteristisch sind aber die in diesen Schichten in Gura Slanic hie und da eingestreuten, haselnussgrossen Brocken von dem bekannten karpathischen grünen Schiefergestein. Die im dortigen Alluvium vorkommenden faustgrossen Gerölle des genannten Gesteins stammen zweifellos aus unserer „Salzformation“ her.

An dem bereits erwähnten Steilrande des Slanicbaches zeigen nun die genannten Salzthonschichten vorwiegend östliches (E 5°—20° N) Fallen (unter 40—80°). An einer Stelle wurde dortselbst eine süd-südöstliche (S 20° E) Fallrichtung ermittelt. Längs des Steilrandes übergeht die anfangs nordöstliche bis nördliche Streichrichtung in eine nordwestliche in dem Masse, als wir, gegen Norden vorschreitend, uns dem Trotuşflusse nähern [2]. Fallen nach SW unter

[1]) Aufschlüsse *a*, *b—b*, *c* im Profile Fig. 1, Taf. XVII. Eine Bemerkung über die früheren Salzgruben von Gura Slanicului ist bei Coquand, l. c. pag. 516 zu vergleichen. Vergl. auch Tschermak, l. c. pag. 331.

[2]) Vergl. damit die Angaben über das Streichen der Schichten am Trotuş bei Târgu-Ocna und bei Tiseşti.

52° zeigt vor Allem der am weitesten nach Norden vorgeschobene Salzthonaufschluss (nächst Baile Anastasache an der Slanicer Chaussée).

Ferner wurde längs des Fusses der östlichen Böschung des Slanicthales im Bereiche der Ortschaft Gura Slanicului constatirt, dass die dortselbst noch auftauchende graue Schichtenreihe des „Salzthones steil nach Osten einfällt und concordant von bunten Mergelthonen der Târgu-Ocna'er Schichtengruppe überlagert wird [1]).

Auch ist an den dortigen Aufschlüssen zu beobachten, dass unsere „Salzformation“ mit den Târgu-Ocna'er Schichten durch petrographische Uebergänge verknüpft ist.

Bereits innerhalb der „grauen Schichten“ erscheinen hier lichte, harte Kalkmergelplatten. Es sind dies Fucoidenmergel, welche am besagten Thalgehänge erst in höherem Niveau, und zwar innerhalb der hangenden bunten Mergelthone der Târgu-Ocna'er Gruppe, eine grössere Entwicklung erlangen. Die Kalkmergel- und Sandsteinplatten der „grauen Schichten“ schliessen dünne Zwischenschichten ein, welche als feinkörnige, breccienartige Anhäufung des bekannten grünen karpathischen Schiefergesteins sich darstellen. Diese sogenannte Hărja'er Breccie weist ein reichliches, kalkhältiges Bindemittel auf. In unserer Gegend ist diese Breccie der miocänen Salzformation am Aussenrande der Karpathen völlig fremd. Petrographisch sind mit den obigen Breccienlagen fast identisch gewisse, am besagten Berghange etwas höher hinauf, innerhalb der bunten Mergel der Târgu-Ocna'er Gruppe auftretenden Einschaltungen von grünem Brecciensandstein und -Conglomerat.

Ueber das Lagerungsverhältniss der „Salzformation“ von Gura Slanic zu der Târgu-Ocna'er Schichtengruppe muss Folgendes bemerkt werden.

Wie bei der Beschreibung des Profiles (Fig. 1, Taf. XVII) der südlichen Hochterrasse des Trotuş bei Târgu-Ocna noch näher auszuführen sein wird, erscheinen ganz oben auf derselben, und zwar auf ihrer dem Slanic zugekehrten Böschung, typische Hieroglyphenschichten, welche der Târgu-Ocna'er Gruppe angehören (vergl. pag. 630).

Nun muss es auffallen, dass diese palaeogenen Hieroglyphenschichten westwärts unter 30° geneigt sind [2]), während die viel tiefer unten am Gehänge erscheinenden grauen Salzthonschichten, wie gesagt, nach Osten einfallen. (Aufschluss etwa 200 *m* südlich von Podu Slanicului [3]). Es wäre aber ein Irrthum, in diesem Falle an eine Discordanz oder sonstige Störung der Lagerung zu denken.

Der horizontale Abstand in ostwestlicher Richtung zwischen beiden in Betracht kommenden Aufschlüssen (Profil Fig. 1, Taf. XVII) auf der Höhe der Böschung einerseits und am Fusse derselben andererseits beträgt über hundert Meter. Die westlich fallenden Hieroglyphenschichten auf der Höhe der Böschung sind den geologisch jüngeren Menilitschiefern aufgelagert. Es stellen diese Schichten den

[1]) Westliches Thalgehänge des Slanic an einer Stelle, welche nördlich von der Mündung des Păriul Lacurilor liegt.

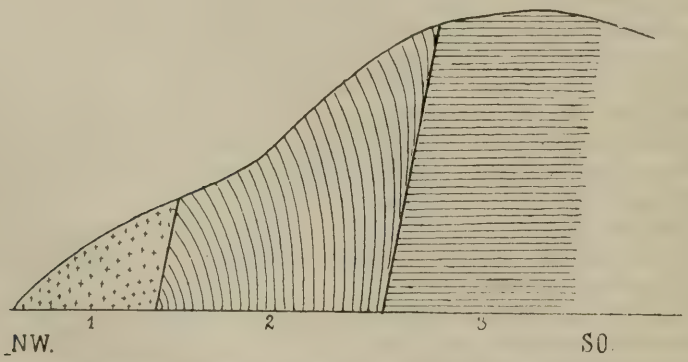
[2]) Die Lage dieses Aufschlusses ist im Profile Fig. 1, Taf. XVII mit *c* bezeichnet.

[3]) Aufschluss *b—b* im Profile Fig. 1, Taf. XVII.

überkipptenOstschenkel der demVoranstehenden zufolge anzunehmenden „eocänen" [1]) Antiklinale dar, welche von Westen her an den synklinalen Menilitschieferzug von Târgu-Ocna angrenzend, das Slanicthal bei Gura Slanic seiner ganzen Breite nach für sich in Anspruch nimmt. (Profil Fig. 1, Taf. XVII). Was hingegen die Salzthonschichten am Fusse der besagten westlichen Böschung des Slanicthales anbelangt, sind dieselben als nicht überkippt aufzufassen. Sie sind ja nach entgegengesetzter östlicher Richtung geneigt, und ist durch diese am Fusse des Abhanges gelegene schmale Zone von östlich fallenden Schichten, wie selbstverständlich, die Mediangegend der besagten „Eocän"-Antiklinale gegeben.

Păriul Ruginos bei Gura Slanicului [2]). — Die Mündung dieser in die östliche Böschung des Slanicthales einschneidenden Seitenschlucht gehört noch den Târgu-Ocna'er Schichten an. In dem benachbarten,

Fig. 5.



Oestliche Steilböschung am Păriul Ruginos nächst Gura Slanic.

1. Târgu-Ocna'er Schichten.
2. Südöstlich geneigte Schipoter Schichten.
3. Nordöstlich geneigte Schipoter Schichten.

⟝ = beiläufig 1 *m*.

etwas weiter nördlich gelegenen Seitenthälchen (Păriul Lacurilor) sind, auch nur an der Mündung desselben in das Slanicthal, Târgu-Ocna'er Schichten vorhanden [3]). Hier fallen dieselben direct nach Osten ein. Der Fallwinkel verringert sich dabei von 45° auf 25°, wenn wir westwärts, d. h. gegen die anzunehmende „eocäne" Antiklinal-Medianzone von Gura Slanicului hingehen.

Gegen Osten hin betreten wir in beiden genannten Thälern alsbald das Gebiet der Menilitschiefer, wobei Folgendes auffällt: Die Târgu-Ocna'er Schichten in ihrer Gesammtheit einerseits, sowie einzelne

[1]) „Eocän" immer im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe.
[2]) Aufschlüsse bei *f* im Profil Fig. 2, Taf. XVI.
[3]) Grünliche Mergelschiefer mit den bezeichnenden Sandkalkplatten.

Partien des Menilitschiefergebirges andererseits, bieten sich hier, zufolge localer Verwerfungen an der Grenze beider Gesteinsgruppen, als discordant aneinander gelagerte Schollen dar (Ostschenkel der „Eocän“-Antiklinale von Gura Slanic).

Zu beachten ist es, dass auch in Păriul Ruginos die Schipoter Schichten zu unterst erscheinen (etwa 50 *m*) und von Menilitschiefern mit dünnplattigem Tisești-Sandstein überlagert werden (etwa 50 *m*), worauf erst auf die letzteren der massige Tisești-Sandstein nach oben folgt.

Die harten Schipoter Schichten bilden eigenthümliche, stark nach allen Richtungen geknickte, ineinander gewundene, secundäre Faltungen, während in den mürben, hangenden Menilitschiefern diese Knickungen gänzlich ausbleiben.

Das Fallen dieser Schichten im Păriul Ruginos ist ein östliches (45—50° nach SE bis NE). Bergaufwärts aber, gegen Vf. Chichilău zu, tauchen aus der Blocklehmdecke des Berghanges Menilitschiefer von Neuem auf, zwar bei Font de piatră (Karte 1:20.000, resp. Profil Fig. 2, Taf. XVI), dicht westlich von den höchsten Gipfeln des Bergrückens Chichilău. Hier sind diese Schiefer bereits nach Westen unter 40° geneigt (Streichen N 10° E). Die Synklinale, welche, wie diesen Daten zu entnehmen, die Menilitschiefer in der Gegend zwischen Vf. Chichilău und der Mündung des Păriul Ruginos darstellen, liegt in der Fortsetzung der weiter unten zu beschreibenden oligocänen Synklinale des Trotușthales bei Târgu-Ocna.

Val. Lupuloi. — Nahe der Mündung dieser Schlucht in das Slanicthal, und zwar an dem östlichen Gehänge der letzteren, stehen grünliche Hieroglyphenschichten der Târgu-Ocna'er Gruppe an. Es fallen dieselben unter kaum 7° nach Osten ein [1]). Am gegenüberliegenden westlichen Abhange des Thälchens, wie auch oberhalb seiner Mündung bereits im Slanicthale, erscheinen als Hangendes der obigen „eocänen“ Schichten Menilitschiefer mit vorwiegend steiler (60°) westlicher (W 15° N) Fallrichtung. Im Gegensatz zu den obigen Aufschlüssen nächst der Mündung von Păriul Ruginos befinden wir uns hier bereits am Westschenkel der Antiklinale von Gura Slanic. In Folge localer Störungen wechselt hier innerhalb der Menilitschiefer die Fallrichtung wiederholt von NW bis WWS und der Fallwinkel von 20 bis zu 45°. Merkwürdiger Weise befinden wir uns hier wiederum an der Grenze zwischen antiklinalem Eocän und synklinalem Oligocän.

Schlussfolgerungen über die Salzformation von Gura Slanic.

Die Vorkommnisse der Salzthonfacies in Gura Slanic beschränken sich auf jenen Abschnitt des Slanicthales, welcher von der Mündung des Păriul Lupuloi bis zum Trotușthale reicht. Durch diesen Abschnitt des Slanicthales wird eine Antiklinale der Târgu-Ocna'er Gruppe verquert (Profil Fig. 1, Taf. XVII *a*, *b*—*b*, *c*).

[1]) Bei *e* im Profile Fig. 2, Taf. XVI.

Die „Salzformation" von Gura Slanic stellt den mittleren Kern innerhalb dieser Antiklinale dar und ist die erstere durch petrographische Uebergänge mit der Târgu-Ocna'er Gruppe enge verknüpft. Die Antiklinale ist bei Gura Slanic nach Osten überkippt (Profil Fig. 1, Taf. XVII). [Aufschluss bei 333 *m* absoluter Höhe.] Südlich von Gura Slanic, im Păriul Ruginos und Păriul Lupuloi, in Aufschlüssen von einer absoluten Höhe von 300 *m*, ist die Ueberkippung nicht bemerkbar (Profil Fig. 2, Taf. XVI, Aufschlüsse *c*, *d*, *e*, *f*). Die fraglichen Aufschlüsse dürften ausserhalb der bathymetrischen Tiefenstufe der Ueberkippung gelegen sein, zumal im Hinblick auf die weiter unten zu besprechende, nachweislich überkippte Fortsetzung der obigen Antiklinale in südlicher Richtung, nach Grozesti hin (Profil Fig. 17, pag. 639), wo überdies ihr mittlerer Kern gleichfalls aus Salzthonfacies zusammengesetzt ist (Profil Fig. 1, Taf. XVI).

II. Das Oitozthal von der Staatsgrenze bis zur Ortschaft Herĕstrĕu nächst Grozesti.

Allgemeines über die Gegend von Hărja [1]).

Das Oitozthal wird bei Hărja von zwei Menilitschieferzügen eingefasst, welche die Berghöhen oberhalb des Thales zu seinen beiden Seiten aufbauen.

Der westliche von den beiden nord-nordöstlich streichenden Menilitschieferzügen repräsentirt die südliche Fortsetzung jener vorbesprochenen Oligocänzone, welche den oberen Lauf des Slanicbaches zu beiden Seiten des Badeortes Slanic durchquert (vergl. pag. 578 bis 585). Der östliche, gleichfalls fast meilenbreite (etwa 4—5 *km*) Menilitschieferzug mag aber nach seinem, in der Gegend von Hărja höchsten Punkte als jener des Stineicaberges (1038 *m*) bezeichnet werden.

Auf den schmalen, kaum $1^1/_2$—2 *km* betragenden Abstand zwischen diesen beiden Menilitschieferzügen entfällt in der Gegend von Hărja am Oitozflusse ein Sattelaufbruch von grünen Brecciensandsteinen und kleinkörnigen Breccienconglomeraten. Diese „Hărja'er Schichten" sind, wie bereits gezeigt (pag. 573, Fussnote 1), im Moldauer Flyschgebirge weit verbreitet, wobei dieselben stets ein bestimmtes stratigraphisches Niveau unmittelbar unter den Menilitschiefern einnehmen, um gleichzeitig den Hangendtheil der eocänen Târgu-Ocna'er Schichten zu repräsentiren.

[1]) Die kurzen, in der Literatur zerstreuten Notizen über die Gegend von Hărja sind folgende:

F. Hauer und G. Stache: Geologie Siebenbürgens, Wien 1863, pag. 290.

Coquand, l. c. pag. 519—520.

Herbich: Das Szeklerland, Mittheil. a. d. Jahrb. ungar. geol. Anstalt, Bd. V, Heft 2, Budapest 1878, pag. 209—218.

Paul und Tietze: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 200—204.

Cobalcescu: Memorile (wie oben), pag. 65 und 67.

S. Stefanescu, l. c. pag. 82.

Merkwürdigerweise sind im Oitozthal bei Hărja, ausser den besagten grünen, sandigen Breccienschichten, keine tieferen Glieder der Târgu-Ocna'er Gruppe zu sehen. Die Frage aber, ob man dieser palaeogenen Schichtengruppe etwa die bei Hărja mächtig entwickelten, allerdings von einigen Autoren bereits als Miocän betrachteten Salzthonschichten zuzählen sollte, darf begreiflicherweise nicht a priori ausgeschlossen werden.

Die stratigraphische Deutung der Salzthonschichten in Hărja, welche der Fossilien gänzlich entbehren, erforderte umso grössere Vorsicht, als erstens die Salzthonschichten von Hărja, nach Analogie mit der nachweislich palaeogenen Salzthongruppe in Gura Slanic, sich hinsichtlich ihrer oberflächlichen Verbreitung auf das Areal des palaeogenen Sattelaufbruches beschränken (vergl. Profil Fig. 8, pag. 601), zweitens nehmen die Gesteine des palaeogenen Sattelaufbruches, d. h. jene vorgenannten grünen Breccienschichten, im Grossen und Ganzen ein höheres hypsometrisches Niveau ein als die Salzthonschichten; drittens sind es aber die grünen Breccienschichten zugleich, welche in anderen Gegenden des Districtes Bacau direct der palaeogenen Salzthonfacies auflagern. Ist somit die „Salzformation" von Hărja nicht palaeogen, so bleibt dortselbst als ihr stratigraphisches Liegende die palaeogene Salzthonserie thatsächlich noch zu erwarten.

Im Uebrigen verdient über die Verbreitung, Petrographie und Tektonik der Salzformation von Hărja noch Folgendes vorausgesendet zu werden.

Das Areal, innerhalb dessen die Salzthonschichten bei Hărja auftreten, deckt sich fast ganz mit dem Gebiete der dortigen, den Oitozfluss begleitenden Terrassen. Dieses Verhältniss ist durch geringe Widerstandsfähigkeit dieser Gesteinsgruppe erklärlich, zumal dieselbe zwischen zwei sehr widerstandsfähigen Gesteinszügen eingezwängt ist. (Massiger Tisești - Sandstein der Menilit - Etage auf beiden Thalseiten.)

Die namentlich auf der östlichen Thalseite blos als Ueberbleibsel einer Hochterrasse sich darstellenden Salzthonhügel (D. Maciucașu und P. Bobeica) erheben sich zu beiden Thalseiten zu dem nämlichen hypsometrischen Niveau von 540 *m* bis etwa 580 *m* [1]). Die Terrassen sind auf beiden Thalseiten nur dort entwickelt, resp. angedeutet, wo die eingangs erwähnten, schief auf die Thalrichtung fortstreichenden Menilitschieferzüge, und zwar sowohl der östliche, wie der westliche, den Thalgrund verlassen, um sich sodann von demselben in bestimmter Richtung nach Süden, respective aber nach Norden, langsam zu entfernen. Demgemäss kommt die Salzformation im Süden von Hărja blos auf der östlichen, hingegen im Norden dieser Ortschaft nur auf der westlichen Thalseite vor.

P e t r o g r a p h i s c h sind die Salzthonschichten in Hărja von der miocänen subkarpathischen Salzformation an Handstücken n i c h t zu unterscheiden. Eine ebenso grosse Aehnlichkeit dürfte mit der Salzthon-

[1]) Thalniveau bei Hărja 406—418 *m*. Die das Thal beiderseits einfassenden Oligocänberge sind 800 *m* bis über 1000 *m* hoch.

facies der Târgu-Ocna'er Gruppe bestehen. Doch sind mir aus der letzteren buntmergelige Salzthonschichten, wie sie in Hărja auftreten, nicht bekannt. Die etwa zu vergleichenden, die palaeogenen Salzthone gewöhnlich überlagernden bunten, mergeligen und thonigen Bildungen der Târgu-Ocna'er Gruppe führen stets sehr harte Hieroglyphen-Sandsteinplatten von überaus charakteristischem petrographischen Typus, die auch durch einen grossen Reichthum und besondere Formen von Hieroglyphen ausgezeichnet sind. Die alternirenden, beinahe pelitisch sandigen und ebenso feinglimmerigen Thon-, respective Kalkmergelschiefer von Hărja sind ihrerseits mit eingeschalteten Platten von einem feinkörnigen, glimmerigen Mergelsandstein ausgestattet, welcher letztere sich blos durch reicheren Gehalt an Sandkörnern und deren relativ bedeutendere Grösse von den beiden ersteren Gesteinen dieser Schichtenserie unterscheidet, hingegen mit palaeogenem Hieroglyphensandstein nicht verglichen werden kann. Der Mergelsandstein ist röthlich oder grünlich, je nachdem er in röthliche oder grünliche Mergellagen eingeschaltet ist.

Dieser zum Theil schieferige Mergelsandstein hat auch seine Hieroglyphen, welche indessen ganz sporadisch erscheinen, und es weist derselbe vielfach die sogenannte falsche Schichtung auf. Nebenbei fällt es auf, dass die letztere das einzige, an manche Strandbildungen gemahnende Merkmal innerhalb der Salzthongruppe von Hărja sein dürfte, zumal dieselbe gar keine gröberen, conglomeratischen Sedimente aufweist. Ausser obigem Mergelsandstein kommt wohl stellenweise in Hărja auch ein anderer Sandstein vor, welcher aber nur ein wenig mehr grobkörnig ist.

Ferner gibt es in der dortigen Salzthongruppe keine Spur von Geröllen oder Brocken jenes bekannten grünen karpathischen Schiefergesteines, welches in der Salzthonfacies der Târgu-Ocna'er Schichten beträchtliche Verbreitung hat in Form von stellenweise zahlreich im Mergelthon eingesprengten Geröllen oder von selbstständigen grünen Schotterlagen. Gerade auch in Hărja sind die — die Menilitschiefer unterlagernden — grünen Breccienschichten aus grobem Detritus dieses Schiefergesteins zusammengesetzt. Ich glaube auf den letzteren Umstand Nachdruck legen zu sollen, erstens darum, weil die palaeogenen Salzthone lediglich in solchen Ortschaften die besagten grünen Schotterlagen führen, wo sie ausserdem mit derartigen grünen Breccien- und analogen grünen Sandsteinschichten stratigraphisch enge verknüpft sind [1]), und zweitens aus dem Grunde, weil diese letzteren Schichten fast nirgends so mächtig sind, wie es eben in Hărja der Fall ist.

Folglich ist es im Hinblick auf diese Verhältnisse unwahrscheinlich, dass die bunten Mergel von Hărja als mit den dortigen palaeogenen grünen Breccien stratigraphisch zusammengehörig sich herausstellen könnten.

Bezüglich der Tektonik der Salzthonschichten von Hărja mag im Allgemeinen auffallen, dass im Gegensatz zum Typus der eocänen

[1]) Păriul Dobrului beim Badeorte Slanic, Păriul Salaşelu bei Herĕstrĕu am Tazlau-Sarat, Berg Monachia bei Soluntu, Gura Slanic bei Târgu-Ocna.

Sattelaufbrüche innerhalb der karpathischen Menilitschieferzone die tektonische Leitlinie der Salzthonschichten von Härja nicht eine einfache, doppelte oder dreifache, überkippte oder sonstige Antiklinale aufweist, welche mit angrenzenden Oligocänmulden dimensional und überhaupt in Einklang zu bringen wäre. Es sind in dieser Salzformation, abgesehen von verschiedenen localen Störungen, mehrere Antiklinalen unterscheidbar, welche angesichts der bei weitem bedeutenderen Grösse des dortigen Sattelaufbruches der palaeogenen grünen Breccienschichten wohl von vorneherein als die demselben zugehörige, secundäre Faltung gelten könnten, zumal die Streichrichtung in beiden Fällen dieselbe ist (N 10—30° E).

Allein es war eine entsprechende primäre Antiklinale in unserer Salzformation thatsächlich nicht auffindbar. Hingegen ist die für die benachbarte subkarpathische Salzformation gewöhnlich bezeichnende Tektonik vergleichbar, welche in sehr engem gegenseitigen Anschluss von zahlreichen, kaum 10—100 Meter breiten Antiklinalen besteht.

Bei eocänen Sattelaufbrüchen inmitten der karpathischen Menilitschieferzone ist in unserer Gegend nirgends zu constatiren, dass dieselben in eine grosse Anzahl von kleinen Secundärsätteln vollends aufgingen.

Danach gewinnt man den Eindruck, dass gewisse, in den Aufschlüssen zu beobachtende Fälle von scheinbarer Concordanz zwischen den bunten Mergeln von Härja und dem dortigen Flysch thatsächlich mit Discordanz einherschreiten, ein Verhältniss, das noch in der nachstehenden topogeologischen Beschreibung gestreift werden soll.

Die westliche, resp. nördliche Thalseite bei Härja.

Vf. Popii 887 *m* gehört dem breiten, eingangs erwähnten Slanicer Menilitschieferzuge an, und zwar ist es innerhalb desselben eine randliche Reihe von aus sehr mächtigem massigen Tisesti-Sandstein synklinal aufgebauten Bergen (Coma Canéla 868 *m* und 867 *m*, Vf. Ciungu 835 *m*, Vf. Paltinişu 930 *m*), welche mit Vf. Popii südwärts am Oitozflusse abschliesst.

Längs des Fusses der östlichen Böschung von Vf. Popii und des seine südliche Fortsetzung darstellenden Berges (P. Popii 713 *m*) sieht man die Menilitschiefer bis an den Thalgrund des Oitozflusses hinabreichen.

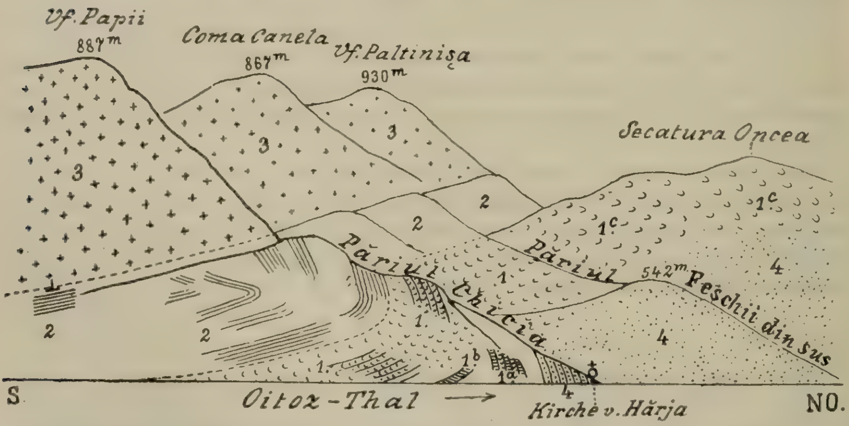
An einer Stelle, welche direct östlich von der höchsten Bergspitze 887 *m* neben der Chaussée von Härja nach Poiana săratā gelegen ist, fallen blättrig spaltbare Menilitschiefer mit eingeschaltetem dünnplattigen Tisesti-Sandstein nach NW unter 55° ein. Es ist dies der Ostschenkel der Synklinale, deren mittlerer Kern durch den massigen Oligocänsandsteinzug von Vf. Popii, Canéla, Ciungu und Paltinişu gegeben ist.

Von dieser Stelle angefangen entfernt sich nordwärts die genannte, aus massigem Oligocänsandstein aufgebaute Reihe von Bergen immer mehr und mehr vom Oitozthale, wobei sich zwischen den

steilen östlichen Absturz dieser letzteren und den Oitozfluss eine bis 120 *m* hohe Terrasse einschiebt. Dieselbe ist aus miocänen Salzthonschichten aufgebaut; allein in der obersten Region der Terrasse, wo diese Terrasse bereits in die westliche Steilböschung jener höheren Bergreihe übergeht, lauft eine einige hundert Meter breite antiklinale Zone von typischen Menilitschiefern, Schipoter Schichten, sowie den grünen Breccienschichten hindurch.

Da gegen Süden zu die genannte Bergreihe, wie gesagt, an den Thalgrund herantritt, wobei sich die Terrasse gleichsam auskeilt, streicht an dieser Stelle die besagte, nord-nordöstlich, d. h. parallel der Bergreihe orientirte unteroligocäne Antiklinalzone am äusseren, dem Oitozflusse zugewendeten Steilrande der Terrasse aus [1]).

Fig. 6.



Ansicht der nordwestlichen Thalabhänge des Oitozflusses bei Hărja.
(Vom Thalgrund aus gesehen, im Süden von Cóma Canéla).

1. Grüne Breccienschichten. (1 *a* Wechsellagerung derselben mit Schipoter Schichten; 1 *b* Gyps; 1 *c* Târgu-Ocna'er Schichten.)
2. Untere Menilitschieferstufe.
3. Obere Menilitschieferstufe.
4. Miocäne Salzformation.

Der Steilrand stellt somit ein Querprofil der unteroligocänen Gesteinszone dar, und es zeigt sich, dass die letztere einem nach Westen überkippten Sattel gleichkömmt.

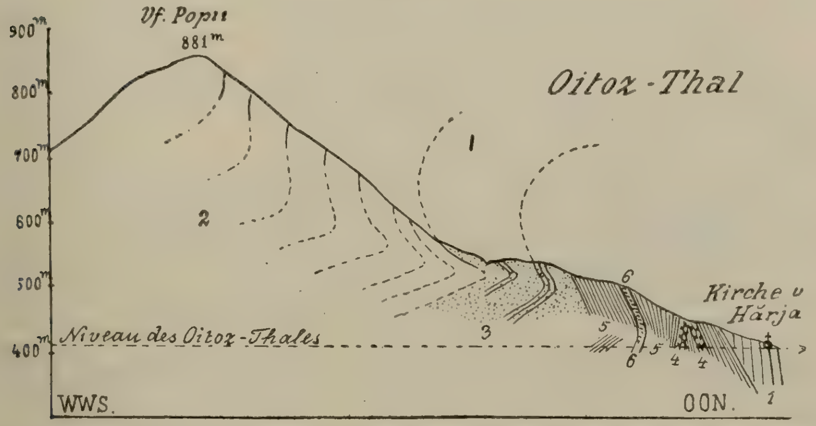
Es ist aus den vorhandenen Entblössungen deutlich zu erkennen, dass im unteren Niveau des Steilrandes westlich fallende Menilitschiefer von ebenfalls westlich geneigten grünen Breccienschichten unterlagert sind. Allein im oberen Niveau dieser Böschung richten sich die Schichten plötzlich senkrecht auf. Auch diese Umbiegung der Schichten ist an einigen Stellen ganz gut entblösst. Oberhalb derselben sind die Schichten westwärts überkippt, d. h. steil östlich

[1]) Diese Stelle befindet sich ganz am Südende des Dorfes Hărja.

einfallende Menilitschiefer sind von den geologisch älteren grünen Breccienschichten concordant überlagert, so wie es in den beifolgenden Textfiguren (Fig. 6 und 7) veranschaulicht wurde. Es ist der Westschenkel der Antiklinale, welcher überkippt ist [1]).

Noch mag bezüglich der Aufschlüsse an obigem Flusssteilrande vermerkt werden, dass hier inmitten der grünen Brecciensandsteine eine Gypsbank beobachtet wurde. An einer anderen Stelle, und zwar anscheinend gegen ihr Hangendes zu, wechsellagern aber die dortigen Brecciensandsteine mit Schipoter Schichten.

Fig. 7.



Querprofil der westlichen Böschung des Oitozthales bei der Kirche von Hărja.

1. Miocäne Salzformation.
2. Obere Menilitschieferstufe (massiger Tisești-Sandstein).
3. Untere Menilitschieferstufe.
4. Schipoter Schichteneinlagerung innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe.
5. Grüne Breccienschichten (Târgu-Ocna'er Gruppe).
6. Gyps innerhalb derselben.

Păriul Chicia und Păriul Feschii din sus. In nördlicher Richtung wurde die vorbesprochene Antiklinale zuerst im Păriul Chicia, welcher nördlich von Vf. Popii in unsere Oligocänzone einschneidet,

---

[1]) Es ist kaum möglich, zu entscheiden, ob dieses ganz eigenthümliche Verhältniss auf Rückstauchung durch den der besagten eocänen Antiklinale ostwärts, d. h. in der Richtung gegen die Aussenseite der Karpathen zu, vorgelagerten sehr breiten Menilitschieferzug des Stineicaberges zurückführbar ist. Allerdings ist der massige Sandstein der Stineica-Berghöhen sehr mächtig, und wurde es bereits durch das Profil des Maguraberges (vergl. pag. 588) veranschaulicht, wie relativ überaus gross der Widerstand ist, welchen dieser Sandstein der Faltung entgegensetzt, wenn er in einer Mächtigkeit von etwa 400 *m* eine fast 1 Meile breite Bergzone für sich allein aufbaut.

Es kommen in unserer Gegend sonst nur die üblichen, gegen die Aussenseite des Gebirges ostwärts gerichteten Ueberkippungen vor.

und sodann im Păriul Feschii din sus verfolgt. Diese beiden Seitenschluchten des Oitozthales verlaufen quer auf das Streichen der Schichten von Westen nach Osten und durchkreuzen die westliche Oitozterrasse je nach ihrer Breite.

Die Reihenfolge der im Păriul Chicia entblössten Schichten umfasst (von Westen nach Osten):

1. den massigen Tisesti-Sandstein, welcher ein Felsenthor bildet, an der Stelle, wo die Schlucht den Ostrand der Bergreihe Vf. Popii — Vf. Paltinişu passirt; Fallen unter 60° nach Osten bis nach E 10—20° S;

2. thalabwärts folgen typische Menilitschiefer mit 2—3 *dm* dicken Zwischenschichten von kieseligem Sandstein, welche westwärts den Charakter von Tisesti-Sandstein annehmen, 50—100 *m* mächtig;

3. typische Menilitschiefer mit Platten von beinahe glasigem Sandstein, mit Einlagerung von dünnplattigem Hornstein u. s. w., 50 bis 100 *m* mächtig; Fallen unter 85° nach E 15° S. Weiter thalabwärts Fallwinkel blos 68°;

4. dickbankiger grüner Brecciensandstein, wechsellagernd mit ebensolchem kleinkörnigen Breccienconglomerat, etwa 50 *m*; Fallen unter 60° nach E 15° S;

5. Schipoter Schichten, und zwar dünnplattige Kieselmergel und ebensolche Hornsteine; aufgeschlossene Mächtigkeit 10 *m*, Fallen nach E 30° S unter 45°. Es ist dies die nördliche Fortsetzung des oben erwähnten Schipoter Schichtenzuges, welcher ausserhalb des Păriul Chicia, südlich von seiner Mündung, am Steilrande der Oitozterrasse ausstreicht, an einer Stelle, welche im obigen Profile Fig. 7 mit 4 bezeichnet ist.

Die obige Schichtenfolge ist auch im Păriul Feschii din sus entblösst. Hier fallen die massigen Oligocänsandsteine, sowie die auf dieselben thalabwärts folgenden Menilitschiefer und die zuletzt erscheinenden grünen Brecciensandsteine nach SE (bis E° 30 S) unter einem Winkel von durchschnittlich 45° ein. Als charakteristischer Begleiter der grünen Breccienconglomerate wurde im Păriul Feschii din sus wiederum eine Gypsbank constatirt. Der untere Lauf dieses Baches verquert die Etage der bunten Salzthonmergel.

Während somit in der Tiefe der beiden vorgenannten Schluchten sämmtliche Flyschschichten steil ostwärts abdachen, fällt es auf, dass man auf der Höhe der westlichen Oitozterrasse, in welche diese Schluchten einschneiden, im Fortstreichen der nämlichen Schichten stets die entgegengesetzte westliche Neigung vorfindet. Diesbezüglich genügt es, folgende Beispiele anzuführen.

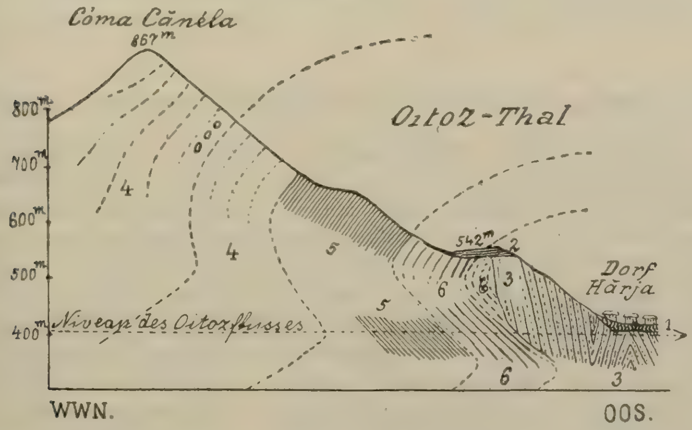
Unterhalb des Berges Ciungu, neben dem Fusswege von Hărja nach Slanic, noch bevor der letztere von der Höhe der Terrasse in den Păriul Feschii din sus hinabsteigt, tauchen Menilitschiefer mit plattigem Hornstein auf, und ist bei denselben ein steiles Fallen nach W 10° S zu constatiren.

Die östliche Böschung von Cóma Canéla 867 *m*, eines Berges, welcher oberhalb der westlichen Oitozterrasse in der Gegend zwischen den beiden im Voranstehenden beschriebenen Seitenschluchten des

Oitozthales (Chicia und Feschii din sus) aufragt, zeigt folgenden Bau (vergl. Profil Fig. 8).

1. Die grünen, im Bindemittel kalkhältigen Breccienconglomerate und Sandsteine erscheinen am Fusse der Steilböschung des Berges, gleich oberhalb der demselben vorgelagerten Salzthonterrasse. Mächtigkeit etwa 30 *m*, Fallen steil nach NW.

Fig. 8.



Querprofil der westlichen Thalböschung des Oitozflusses bei Hărja.

1. Alluvium.
2. Diluviale Schotterbildungen auf der Oitoz-Terrasse.
3. Miocäne Salzformation.
4. Obere Menilitstufe (Tisești - Sandstein; ००० = eine Einlagerung von grünem Tisești-Conglomerat.)
5. Untere Menilitstufe (sammt Schipoter Schichten).
6. Grüne Breccienschichten (Târgu-Ocna'er Gruppe).

Die Schichtenneigung des Tisești - Sandsteins konnte nirgends gemessen werden.

Höher hinauf folgen:

2. dünnplattige, thonig-kieselige, dunkle, bläulich anlaufende Schipoter Schichten, 30 *m* mächtig. Fallen nach NW unter 20°;

3. typische Menilitschiefer mit Platten von glasigem Sandstein und Hornstein, 30 *m* aufgeschlossen. Dasselbe Fallen;

4. dünnplattiger Tisești-Sandstein, etwa 50 *m* mächtig;

5. massiger Tisești-Sandstein, einige hundert Meter mächtig, bis zur Bergspitze hinauf; Schichtung nicht zu unterscheiden. In halber Höhe dieser Sandsteinböschung kommt eine mächtige Einschaltung von grünem Conglomerat aus dem bekannten karpathischen Schiefergestein vor. Doch das sehr reiche Bindemittel des Conglomerats unterscheidet sich petrographisch vom Tisești-Sandstein nicht, so dass man es sicher blos mit einer Einlagerung zu thun hat.

Um nun das Gesagte zusammenzufassen, ist erstens in der Tiefe der beiden vorgenannten Schluchten durch die Menilitschiefer und die denselben auflagernden grünen Breccienschichten (Profil Fig. 8) der überkippte Westschenkel jener Antiklinale gegeben, welche wir bereits etwas weiter im Süden, am Abhang des Berges Vf. Popii kennen gelernt haben (Profil Fig. 7). Zweitens herrscht auf der Höhe der Terrasse, d. h. zwischen diesen Schluchten, und zwar im Fortstreichen der nämlichen Schichten, westliche Neigung, weil wir uns hier in der Medianzone der gegebenen Antiklinale befinden (Profil Fig. 8).

Die Salzthonschichten der westlichen Terrasse in Härja.

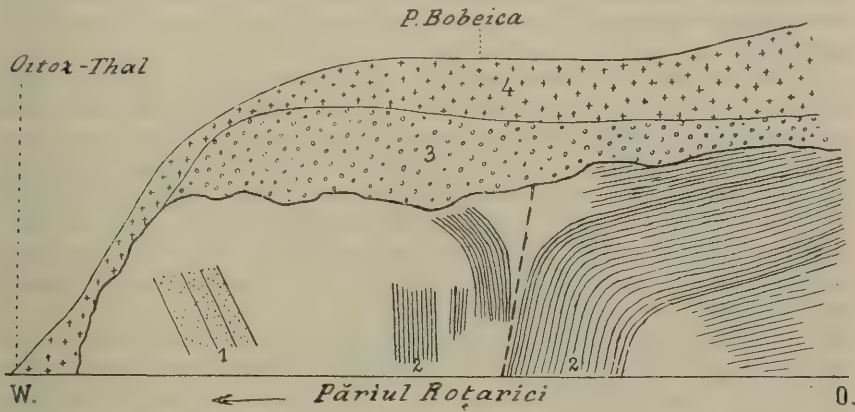
In Bacheinrissen, welche in die Terrasse einschneiden, wurde constatirt, dass sich die bunten Mergel scheinbar concordant, und zwar mit östlicher Fallrichtung, an die überkippten, dem Menilitschiefer auflastenden, unteroligocänen Breccienschichten anreihen (Păriul Chicia und Păriul Feschii din sus). Der Contact der bunten Mergel mit dem Flysch war leider in diesen beiden Schluchten nirgends direct zu beobachten. Der Abstand der vorhandenen Aufschlüsse in diesen beiden Formationen beträgt im Păriul Chicia etwa 50—100 *m*. Die bunten Mergel stehen erst dicht an der Mündung dieses Thales, bei der Kirche von Härja an, ohne aber gut aufgeschlossen zu sein. Ihre Fallrichtung ist erst in dem in nordwestlicher Richtung aus der Nähe der besagten Kirche zum Canélaberge aufsteigenden Canélathälchen zu messen. Am Eingang zum letzteren sind unsere Mergel unter 74° nach E 15° S (7^h) geneigt, als ob diese Schichten fast concordant den grünen Breccienschichten aufruhen möchten, zumal letztere in ihren nächst benachbarten, über 100 *m* entfernten Aufschlüssen (Profil Fig. 8 auf pag. 601) unter 45°, resp. unter 70° nach EES abdachen.

Eine analoge Erfahrung wurde auch im Păriul Feschii din sus gemacht, bei vergeblichem Nachsuchen des Contactes zwischen östlich geneigten bunten Mergeln und östlich fallenden grünen Breccienschichten, worauf erst etwas weiter thalabwärts in dieser Schlucht an verschiedenen Stellen auch westliche Neigungen der bunten Mergel zu constatiren waren. Es sind dies kleine Antiklinalen, von welchen beispielsweise oberhalb des Einganges des Păriul Feschii din sus, an seiner südlichen Böschung, drei auf Distanz von 100 *m* entfallen.

Nächst der Mündung des Păriul Feschii din sus fällt es an dem dem Oitozfluss zugewendeten Steilrande der Terrasse auf, dass hier überall bunte Mergel nach Westen abdachen (Fallen 40—45° nach W 30° N). Wenn man sodann längs des genannten Steilrandes südwärts bis zur Mündung des Păriul Chicia geht, macht sich ein langsamer Uebergang zur östlichen Fallrichtung bemerkbar, welche, wie bereits erwähnt, beim letzteren Thälchen herrscht. Folglich streicht am Oitozsteilrand, in der Gegend zwischen der Mündung des Păriul Feschii din sus und jener des Păriul Chicia eine Synklinale der bunten Mergel aus.

Etwa in der Mitte dieses Abschnittes des Flusssteilrandes wurde die folgende Beobachtung gemacht. Am Fusse des Steilrandes stehen östlich abdachende Mergel an (Fallen 30° nach E 30° S). Im oberen Niveau des Steilrandes biegen aber dieselben plötzlich rechtwinklig um, und ist oberhalb der Biegung eine westliche Neigung ersichtlich (unter 60° nach W 20° N). Offenbar ist also der Westschenkel der besagten, ziemlich breiten, NNE orientirten Synklinale der bunten Mergel nach Osten überkippt, allein die Ueberkippung ist nur eine oberflächliche, zumal dieselbe nach der Tiefe zu über das obere hypsometrische Niveau des Steilrandes nicht hinausgreift.

Fig. 9.



Querschnitt der östlichen Oitoz-Terrasse an der Mündung von Păriul Boţarici.

1. Sandstein der miocänen Salzformation.
2. Schiefer der miocänen Salzformation.
3. Flussschotter.
4. Berglehm.

⟼ beiläufig 20 *m*.

Oberhalb des Steilrandes breitet sich auf der Höhe der Terrasse eine anscheinend diluviale Flussschotterlage aus, mit einer Berglehmdecke als Hangendes.

Die östliche Thalseite bei Hărja.

Die östliche Thalseite bei Hărja ist blos in der südlichen Umgebung dieser Ortschaft, gegen Poiana sărată zu, von einem stellenweise über 1 *km* breiten Miocänzuge umsäumt. Es liegen innerhalb des letzteren D. Maciucaşu (508 *m*) und P. Bobeica (beiläufig von der gleichen abs. Höhe). Die zwischen diesen Anhöhen in die östliche Thalböschung einschneidenden Seitenschluchten Păriul Roţariei und Păriul lui Nistor gehören blos je nach ihrem unteren Laufe den Salzthonen an.

Längs dem Păriul Roțariei passirt man bis zur Stelle, wo sich diese Schlucht thalaufwärts verzweigt, einige verschiedene, beiläufig nordsüdlich orientirte Antiklinalen der bunten Mergel. Dicht an der Mündung dieser Schlucht ist aber im Miocän eine ebenfalls fast nordsüdlich verlaufende Verwerfung, mit Schleppung des stehengebliebenen Südschenkels, zu beobachten (siehe vorstehendes Profil Fig. 9).

Die südliche Fortsetzung dieser Verwerfung ist noch unterhalb des Maciucașuberges, am Steilrande des Oitozflusses deutlich entblösst. Hingegen ist gegen Norden hin, vis-à-vis von Hărja, am Flusssteilrande blos soviel zu beobachten, dass die zwischen der Mündung des Păriul Roțariei und jener des Păriul lui Nistor am Oitozflusse erscheinenden Salzthonschichten sanft nach E 20—30° S abdachen, und erst weiter gegen Norden zu, unterhalb der Mündung des zweiten der beiden vorgenannten Thälchen, überall längs dem Oitozbette Salzthonschichten mit direct westlicher Neigung unter 25° auftreten.

Bezüglich der Grenze zwischen dem die östliche Thalseite bei Hărja umsäumenden Miocänzug und der an denselben von Osten her anstossenden Menilitschieferzone des Stineicaberges fällt es auf, dass diese Grenze anscheinend fast geradlinig nach Nord-Nordosten (N 10° E) fortsetzt und sich dabei nordwärts immer mehr und mehr dem Oitozthale nähert. Am D. Maciucașu entfällt die Grenze zwischen Miocän und Oligocän etwa auf die Côte von 700 *m*, am P. Bobeica aber bereits auf jene von 600 *m*, d. h. zwischen P. Bobeica und Vf. lui Bobeica 780 *m*.

In dem dem Miocän nächst benachbarten Aufschluss des Oligocän sind unterhalb von Vf. lui Bobeica Menilitschiefer zu beobachten, während Tisești-Sandstein erst höher bergaufwärts sich einstellt.

Im Păriul bei Nistor ist es gerade die Grenzgegend zwischen dem Miocän und Oligocän, welche durch undeutliche Verwitterungsspuren von unteroligocänen grünen Breccienschichten sich auszeichnet. Etwa 100 *m* höher thalaufwärts erscheinen Menilitschiefer und dünnschichtige Tisești-Sandsteine mit östlichem Fallen (unter 30°); jedoch weitere 100 *m* höher thalaufwärts wiederum mit westlichem Fallen.

Schliesslich läuft die Grenze zwischen Miocän und Oligocän in nördlicher Richtung der Mündung des Păriul lui Ciocan zu. Gleich nördlich von derselben tritt der grosse Oligocänzug des Stineicaberges direct an den östlichen Steilrand des Oitozflusses heran. Dieser Abschnitt der östlichen Thalböschung ist schon nahe gegenüber dem Nordende des Dorfes Hărja gelegen. Der unmittelbare Contact zwischen Miocän und Oligocän ist auch hier nicht entblösst. In zwei einander benachbarten, den beiderlei Formationen zugehörigen Aufschlüssen ist westliches Fallen unter 40° (Miocän am Fusse der hier steilen östlichen Thalböschung), resp. aber östliches Fallen unter 45° (Menilitschiefer und Hornsteinplatten hoch auf der Böschung, etwas weiter gegen Norden hin) zu beobachten.

Weder von Schipoter Schichten, noch von grünen Breccienschichten ist neben diesen beiden Aufschlüssen irgend eine Spur zu sehen.

Kaum einige hundert Meter weiter gegen Norden streicht bereits auch der massige Tisești-Sandstein an der genannten Thalböschung und im Oitozbette aus (Fallen E 20° N unter 15°).

Im Ganzen scheint die Grenze zwischen der oligocänen Region des Stineicaberges und der vorbesprochenen Miocänzone des Oitozthales mit einer Störungslinie zusammenfallen, welche fast dem Schichtenstreichen parallel orientirt ist.

Schlussfolgerungen über die Tektonik der Salzthonschichten von Härja.

Aus dem Voranstehenden ist hervorzuheben, dass dort, wo auf der östlichen Thalseite dicht nebeneinander Oligocän und Miocän erscheinen, das letztere westliches Fallen aufweist, während der analoge miocäne Grenzrand der gegenüberliegenden westlichen Thalseite als eine Zone von östlicher Neigung der Miocänschichten sich darstellt.

Die grössten Ausmasse des Fallwinkels sind im Miocän auf beiden Thalseiten fast nur in der nächsten Nähe des an diese Formation anstossenden Flysches zu beobachten, und zwar 70°—75° auf der westlichen Thalseite, respective 40° auf der östlichen Thalseite. Danach hätte die miocäne Thalausfüllung bei Härja im Ganzen einen breitmuldenförmigen Bau. Innerhalb dieser grossen Mulde gelangen, ausser einer Anzahl von longitudinalen Secundär-Antiklinalen und Synklinalen, auch einige wichtigere, nach derselben Richtung orientirte Verwerfungen zur Ausbildung. Bezüglich der letzteren sind ausser den obigen Daten noch einige Beobachtungen in Betracht zu ziehen, welche erst weiter unten mitzutheilen sind.

Im Allgemeinen sind die Fallwinkel sowohl bei östlich als auch bei westlich abdachenden Miocänschichten geringer längs der östlichen Thalseite (25°—40°), als es auf der gegenüberliegenden westlichen Thalseite der Fall ist (45°—75°). Es scheint sich hierin der ostwärts gerichtete Gebirgsschub kundzugeben. Nach Osten überkippte Schichten wurden nur in einem Falle, allein ganz regelrecht am Westschenkel einer Secundärmulde beobachtet.

Bezüglich der obigen Bezeichnung „Thalausfüllung" mag noch vermerkt werden, dass diese Erklärung des Miocänvorkommnisses von Härja blos als eine vorläufige zu verstehen ist. Erstens ist das Erscheinen des Miocänen in dieser Gegend ein ganz sporadisches. Zweitens aber führt das Miocän von Härja keine conglomeratischen Strandsedimente. Die bei Härja relativ oft zu beobachtenden Verwerfungen gestatten nicht, zu entscheiden, ob das Miocän in diesem Falle als Grabenbruchausfüllung zu betrachten ist oder nicht. Ein grosser, auf österreichischem Gebiet gelegener Antheil der Härja'er Miocänscholle blieb mir unbekannt [1].

[1] Auf diesen Abschnitt unserer Miocänscholle beziehen sich Herbich's Angaben l. c. pag. 209 (unten) und pag. 210 (oben).

Der Oligocänzug des Stineicaberges. Das Petroleumfeld von Hărja.

Der massige Tisești-Sandstein beherrscht östlich vom Oitozthale den Stineicaberg (1038 *m*) selbst, ferner Vf. Bobeica 780 *m*, Vf. Mierlariei (936 *m*), D. Marichii, D. Paltini (835 *m*) und D. Pinului (670 *m*), während am Berg Cóma Stineichi (900 *m*) der untere dünnschichtige Tisești-Sandstein und Schiefer auftaucht (Fallen östlich unter 40⁰), wie auch wahrscheinlich am Cóma Manoila (781 *m*) und Cóma lui Martin (716 *m*).

Indem das Oitozthal flussabwärts von Hărja eine nordöstliche Richtung einschlägt, verquert es den nord-nordöstlich streichenden Oligocänzug des Stineicaberges in schiefer Richtung nach seiner ganzen Breite. Einerseits wird die Westgrenze des besagten Oligocänzuges durch den Oitozfluss, wie oben gezeigt, gleich oberhalb der Mündung des Păriul lui Ciocan gekreuzt. Andererseits ist aber seine Ostgrenze erst jenseits des Einganges in die Waldschlucht P. Saroșa zu verlegen, welche von Norden her ins Oitozthal mündet.

Innerhalb des auf diese Weise begrenzten, etwa über eine Meile langen Thalabschnittes ist das Oitozbett durchaus nicht überall im Oligocän ausgenagt. Blos in der Nähe der Westgrenze unseres Oligocänzuges, gegenüber dem Nordende des Dorfes Hărja, sowie etwas weiter thalabwärts, und zwar noch unterhalb des Berges „D. Pinului 560 und 670 *m*", streicht am Oitozfluss die Menilitschieferetage aus. Hier scheint die letztere eine Synklinale darzustellen, deren Medianzone ein tieferes hypsometrisches Niveau einnimmt als das Oitozbett.

Der übrige, bei weitem grössere östliche Theil des vorgenannten oligocänen Thalabschnittes lässt das Eocän in Bacheinrissen und an niedrigen Bergabhängen zu Tage treten, während gleichzeitig in dieser Gegend all' die hohen Berge der südlichen Thalseite noch der Menilitschieferstufe zufallen und auch auf der nördlichen Thalseite, obschon nur noch die höchsten Bergspitzen (D. Puscașu [1]) 626 *m*, Unguréna 779 *m*, wahrscheinlich Vf. Vrincenului [2]) 781 *m*, wahrscheinlich Vf. Bolohan [3]) 761 *m*) aus Gesteinen dieser Etage aufgebaut sind. Auf diese Art und Weise geschieht es, dass sich in nördlicher Richtung der breite Oligocänzug des Stineicaberges in eine Anzahl gesonderter Oligocäninseln auflöst.

Wichtig ist diese Gegend auch darum, weil auf dieselbe die letzten nördlichen Ausläufer des Miocän von Hărja entfallen. Namentlich ist es die westliche Salzthonterrasse des Oitozflusses, welche von

[1]) An den südlichen Abhängen des Puscașuberges treten Târgu-Ocna'er Schichten und ihre Hieroglyphensandsteine zu Tage. Die letzteren wechsellagern mit Thonmergelschiefern, welche Alaunausblühungen zeigen (Oitozbett, direct im Osten von Puscașu).

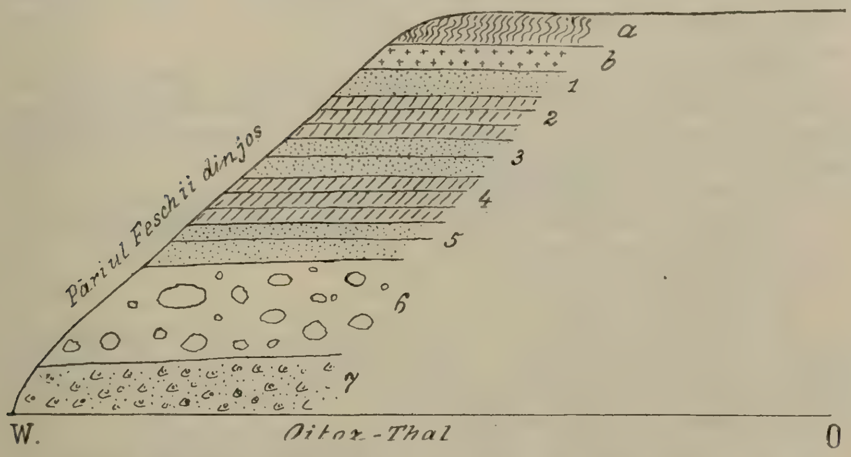
[2]) Der am südlichen Abhang dieses Berges (bei -○- 674 *m*) anstehende Gypsstock, welcher unter 40⁰—70⁰ nordöstlich einfällt, scheint den Târgu-Ocna'er Schichten anzugehören. An den Abhängen des Vrincenuluiberges gibt es überall lose liegende Trümmer von Tisești-Sandstein. Letztere kommen auch im Păriul Muncel vor.

[3]) Nördlich von diesem Berg dehnt sich eine locale Trümmerbildung des Tisești-Sandsteines bis zum Thalgrund des Slanicbaches aus.

Härja aus nordwärts bis zu südlichen Berglehnen von Vf. Vrincenului (781 *m*) und vielleicht auch zu jenen des D. Puscașu (626 *m*) zu verfolgen ist.

Im Süden von Vf. Vrincenului gehört zur miocänen Salzformation noch der breit ausgedehnte, sogenannte Oelberg (D. Păcurii), eine terrassirte, sanftwellige, zum Oitozflusse abdachende Vorstufe der Berghöhen, welche die Wasserscheide zwischen diesem Flusse und dem Slanicbache darstellen. Von da an setzt die miocäne Salzformation, in der Richtung nach Härja hin, über Vf. lui Feschii (519—690 *m*) fort, welch' letztere Anhöhe vom D. Păcurii durch ein

Fig. 10.



Terrasse des Oitozflusses bei der Mündung des Păriul Feschii din jos.

a Berglehm.
b Diluvialer Flussschotter.
1—7 wie im Texte (pag. 608).

tiefes Seitenthal des Oitozflusses (Păriul Feschii din jos) abgegrenzt ist, sonst aber in ihrem oberflächlichen und geologischen Baue dem Oelberg völlig gleichkommt.

Während der 570 *m* hohe D. Păcurii noch bis zu diesem hypsometrischen Niveau aus Miocän aufgebaut ist, erscheint an seinem Fusse eine Oligocäninsel. Dieselbe ist längs des terrassenartig dem Oitozflusse zugewendeten Steilrandes, des D. Păcurii, in einer absoluten Höhe von 400—430 *m* entblösst (Profil Fig. 1, pag. 609).

An der Stelle, wo der Steilrand bis an die Grozesti-Härja'er Chaussée herantritt, ist derselbe aus typischem Menilitschiefer gebildet, welcher mit dünnen Platten von Tisești-Sandstein und einem beinahe glasigen Sandstein, sowie mit Hornsteinlagen alternirt und nach NW unter kaum 10° abdacht.

Sowohl gegen Osten, als auch nach Westen hin ist dieser nordöstlich orientirte, vielleicht nur 100—200 *m* breite Menilitschiefer-

zug durch steile Bruchflächen begrenzt, an welchen zu beiden Seiten der „Menilite" grüne Breccienschichten abstossen.

Oberhalb des Steilrandes, und zwar nahe der Westgrenze des genannten, westlich einfallenden Menilitschieferzuges, ist noch zu constatiren, dass in seinem Hangendtheil massiger Tisesti-Sandstein, mehrere Meter mächtig, sich einstellt. (Bei 4 in Fig. 11.)

In den über diese Sandsteinscholle transgredirenden bunten Mergeln wurde in einigen etwa bei der Côte von 500 *m* gelegenen Aufschlüssen gemessen: Fallen nördlich unter 40° (Stelle *a*, Figur 11).

Geht man längs des Steilrandes in westlicher Richtung weiter, so gelangt man an eine Stelle, wo die Menilitschiefer plötzlich abbrechen, worauf in der gleichen Höhe der Steilböschung sofort grüne Breccienschichten erscheinen (Stelle *c*, Profil Fig. 11). Die letzteren stehen sodann bis zur Mündung des Păriul Feschii din jos an unserem Steilrand an.

Am Eingange zu dem letztgenannten Thälchen fallen die grünen Breccienschichten unten 18—20° nach N bis N 10—30° W ein; man beobachtet hier die nachstehende dünnbankige Reihenfolge (Aufschluss bei *b*, Profil Fig. 11, sowie Fig. 10, pag. 607):

1. Grüner, feinkörniger Brecciensandstein, zum Theil schiefrig;
2. grünlich-gelbliche und graue Thonmergelschiefer;
3. schieferiger Sandstein, wie Nr. 1;
4. Thonmergelschiefer, wie Nr. 2;
5. Sandstein, wie Nr. 1;
6. derselbe Sandstein, indessen mit zahlreichen, 2 *dm* bis 1 *m* grossen, abgerollten Blöcken des bekannten karpathischen grünen Schiefergesteines (Sandsteinconglomerat), 2 *m* mächtig;
7. grüner Brecciensandstein.

Nordwärts schiesst auch diese Schichtenreihe unter das Miocän des Păcuriiberges ein.

Was die Ostgrenze des obigen Menilitschieferzuges anbelangt, so ist dieselbe am Steilrande deutlich entblösst, dort, wo derselbe in der Richtung nach Nordosten umbiegt, um von da an thalabwärts dicht neben der Chaussée zu verlaufen. Hier bietet uns der Steilrand das nachfolgende, in Profil Fig. 11 dargestellte Bild dar.

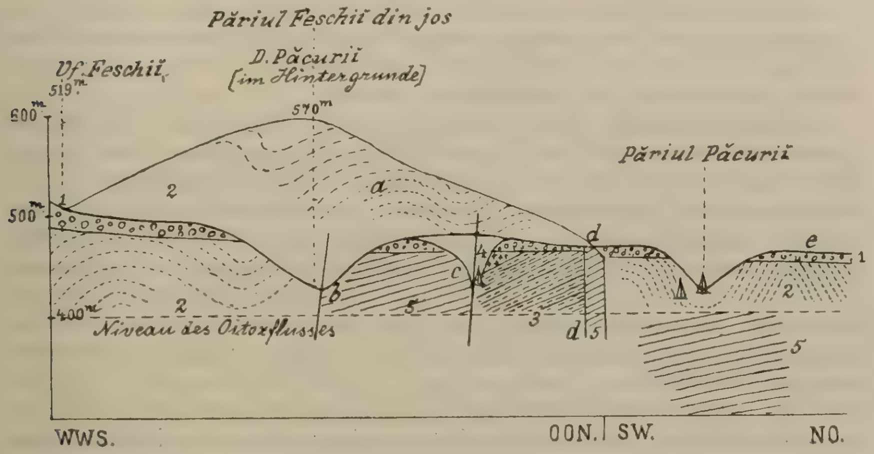
An die in unserem Profile veranschaulichte Bruchfläche *dd* lehnt sich ein kaum 10 *m* breiter Streifen von west-westnördlich (W 20—30° N, d. h. $19^h\ 5^0$—20^h) unter 40° einfallenden grünen Breccienschichten an. Auch hier schliessen die Breccienconglomerate metergrosse Blöcke des grünen Schiefergesteines ein. Das Miocän transgredirt nun auch über diese kleine unteroligocäne Scholle.

Dicht neben diesen oligocänen Ausbissen liegt am Fusse des Steilrandes das Petroleumfeld von Härja, einige verlassene Bohrschächte und ehemalige Oelbrunnen, deren Halden auf unteres Oligocän (grüne Breccienschichten), als Oelhorizont dieser Gegend, hinweisen.

Alle vier hier befindlichen Bohrschächte sollen zusammen ursprünglich kaum 8000 *kg* Rohöl pro Tag geliefert haben. Die Production soll bei den Teufen von 80—150 *m* vorgeherrscht und sehr rasch abgenommen haben. Eine durchteufte Gypsbank (3—4 *m*), sowie

das zuerst in der Tiefe von 165 *m* erbohrte und noch jetzt dem tiefsten (240 *m*) Bohrschacht entströmende, an reichem Eisengehalt auffällige Salzwasser sind, wie auch das Oel, sichtlich als Begleiter von unteroligocänen Breccienschichten aufzufassen. Beachtenswerth ist der zum Theil starke Gasandrang, welcher in diesen seit Jahren verlassenen Bohrlöchern andauert.

Fig. 11.



Westliche Oitoz-Terrasse in der Gegend des Hărja'er Petroleumfeldes.

1. Diluvialer Flussschotter.
2. Miocäne Salzformation.
3. Menilitschiefer.
4. Dickbankiger Tisesti-Sandstein.
5. Grüne Sandstein- und Breccienschichten (Târgu-Ocna'er Gruppe des Palaeogenen).

⩚ = Oelschächte und Bohrpunkte.

Die punktirten Schichtenlinien sind theoretisch, mit Ausnahme des Profilabschnittes rechts vom Păriul Păcuriĭ.

Die geologische Position der letzteren am Westschenkel einer miocänen Antiklinale (vergl. Fig. 11) scheint nebensächlich zu sein, zumal es, wie gesagt, auf das durch das Miocän maskirte Flyschgebirge anzukommen hat.

In süd-südwestlicher Richtung von dem obigen Petroleumfelde etwa $^3/_4$ *km* entfernt, befindet sich auf der gegenüberliegenden südlichen Thalseite dicht über dem Oitozflusse und unterhalb des D. Pinului (670 *m*) jener Aufschluss von dickbankigem Tisesti-Sandstein, aus welchem seit langer Zeit Ozokeritspuren bekannt sind. Der Sandstein ist an dieser Stelle braun, bituminös, mit Adern von unreinem, schwarzem Erdwachs ausgestattet. Das Vorkommniss ist für die auch auf die Menilitschiefergruppe sich vertheilende Oelzone von Hărja in mancher

Hinsicht bezeichnend. Doch sind für eine strengere Beurtheilung der letzteren die vorbesprochenen Verwerfungen in's Treffen zu führen[1]).

Der neben dem Petroleumfelde pfeilerartig aufragende Menilitschiefer ist sammt seinem hangenden Tisești-Sandstein offenbar zwischen zwei gesunkenen Schollen der grünen Breccienschichten stehen geblieben. Für bedeutendere Tiefen unter dem Thalgrunde des Oitozflusses ist demnach als Unterlage der grünen Breccienschichten Menilitschiefer in Aussicht zu stellen. Mit anderen Worten ist die Schichtenfolge bei allen drei in Rede stehenden palaeogenen Schollen als überkippt, d. h. wohl als Liegendschenkel einer ostwärts überkippten Antiklinale anzunehmen. Dieselbe ist durch spätere Verwerfungen in Schollen zergliedert und sind die ersteren fast nach der Streichrichtung der Antiklinale orientirt.

Die bunten Mergel transgrediren über alle drei überkippten Palaeogenschollen und ist dadurch das miocäne Alter der Mergel direct nachweisbar. Wären diese Mergel noch als concordanter Antiklinalkern der überkippten Palaeogenserie anzureihen, könnten dieselben unmöglich in der gleichen hypsometrischen Höhe über alle drei dislocirten Palaeogenschollen hinübergreifen und müsste insbesondere auch die mittlere, aus Menilitschiefer und Tisești-Sandstein aufgebaute Scholle mit einer im Hangenden des letzteren die bunten Mergel unterlagernden Bank von grünen Breccienschichten ausgestattet sein.

An dem Thatbestande der transgressiven Discordanz der bunten Mergel wäre durch die allerdings unwahrscheinliche Eventualität nichts geändert, gemäss welcher die mittlere Menilitschieferscholle gesunken wäre, und folglich unsere palaeogene Schichtenfolge als nicht überkippt zu gelten hätte.

Der Eocänzug des Jordogatuberges (762 *m*).

Dieser Eocänzug schiebt sich im Osten der vorbesprochenen Oligocänregion des Stineicaberges ein und trennt die letztere von dem breiten Oligocänstreifen des Magura- und des Lesunțugebirges. Ein instructives Querprofil dieses Eocänzuges bietet sich uns im Oitozbett dar, und zwar in der Gegend zwischen der Mündung des Păriul Pioa (unterhalb Cóma la Plostina) und jener des Păriul Manașcu im Osten von Herĕstrĕu.

Die Mündung des Păriul Pioa und der dieselbe westwärts einfassende nördliche Abhang des Berges Cóma Plostina (684 *m*, 542 *m*) liegen noch innerhalb unseres Eocänzuges, allein bereits dicht an seiner Westgrenze. Die letztere wird durch ein Haufwerk von scharfkantigen Trümmern des massigen Tisești-Sandsteines und des wohl-

[1]) Die Angaben der Autoren über das Petroleumfeld von Hărja sind folgende:
Joh. Fichtel: Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen, 1780, pag. 143 (teste F. Hauer u. G. Stache: Geologie Siebenbürgens, 1863, pag. 290). — Coquand l. c. — Herbich, l. c. pag. 211—212. — Cobalcescu, l. c.
Bezüglich der neueren Versuchsschurfe bei Soósmező (nächst Hărja) vergl.: T. Weisz: Der Bergbau in den siebenbürgischen Landestheilen; Mitth. aus dem Jahrb. k. ung. geol. Anstalt, Bd. IX, Hft. 6, Budapest 1891, pag. 179.

geschichteten glimmerreichen Uzusandsteines am Fusse des genannten Berghanges markirt. Bemerkenswerth ist es, dass diese Trümmerbildung von zahlreichen nussgrossen Brocken jenes grünen Schiefergesteines begleitet ist, welches uns als Hauptbestandtheil der grünen Breccienschichten von Hàrja und der analogen Einschaltungen innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe bekannt ist. Offenbar wird durch das Erscheinen der grünen Fremdblöcke auch hier, bei Cóma Plostina, der Uebergang von Oligocän zum Eocän vermittelt.

Dicht unterhalb der Westgrenze unseres Eocänzuges beschreibt der Oitozfluss zwei scharfe, weit nach Norden ausgezogene Biegungen, welch letztere etwa $^3/_4$ *km* von einander entfernt sind. Es mag bemerkt werden, dass bei der östlichen von diesen beiden Flussbiegungen eine Cementfabrik sich befindet, für welche in benachbarten Steinbrüchen die mit eocänen Hieroglyphenschichten alternirenden Bänke von grauem, hartem, dichtem, splitterigem Mergelkalk gewonnen werden.

Es ist dies ein auch im Slanicthale, wo unser Eocänzug nordwärts durchstreicht, zu dem nämlichen Zwecke in Verwendung befindliches Gestein, welches hinsichtlich seiner stratigraphischen Position innerhalb des Palaeogenen den weitverbreiteten kieseligen Sandkalken der Târgu-Ocna'er Gruppe an die Seite zu stellen ist

Ueberhaupt scheint das bei den genannten Flussbiegungen am Oitozbette entblösste, durch eingeschaltete Mergelkalkbänke charakterisirte Uzusandstein-System stratigraphisch noch eine Dependenz der Târgu-Ocna'er Gruppe darzustellen, wobei die letztere als der Hangendtheil dieser somit eocänen Schichtenreihe aufzufassen wäre.

In tektonischer Beziehung ist über das Erscheinen des Uzusandsteines bei den beiden vorgenannten Flussbiegungen Folgendes zu verzeichnen. Es entspricht einer jeden von diesen Flussbiegungen eine mächtige Antiklinale des wohlgeschichteten Uzusandsteines. Weiter gegen Osten hin reiht sich noch eine dritte, im Oitozthale nicht mehr gut entblösste Antiklinale der Uzuschichten an.

Wichtig ist es, dass bei diesen Aufbruchsätteln stets der Ostschenkel steil westwärts überkippt und dabei durch eine steile Störungsfläche verkürzt und abgeschnitten erscheint, jenseits von welcher unmittelbar der Westschenkel der nächsten, weiter gegen Osten zu nachfolgenden Antiklinale mit ganz sanfter Westneigung der Schichten ansetzt.

Die gegenseitige Lage der drei Sättel wird durch die umstehende Situationsskizze (Fig. 12) und die drei zu derselben gehörenden Profile (Fig. 13, 14 und 15) veranschaulicht.

Die in dieser Skizze eingetragenen römischen Zahlen beziehen sich auf die untersuchten Aufschlüsse, und zwar wie folgt:

A) Die erste, d. h. am weitesten nach Westen hin gelegene Antiklinale.

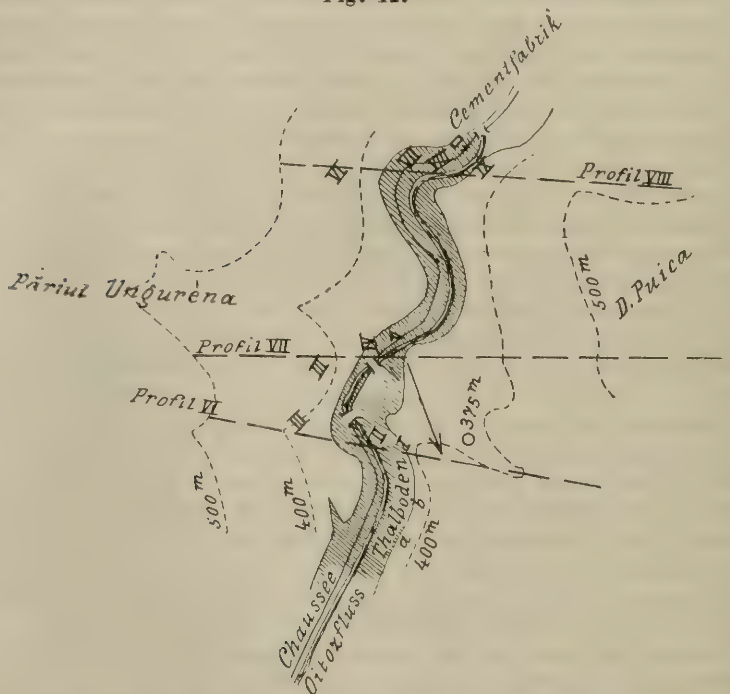
I. Hohe Felswand von wohlgeschichtetem Uzusandstein, welcher hier und höher am Berghang in einer Mächtigkeit von 50—100 *m* aufgeschlossen ist. Fallen unter 55° nach E 30° S (8^h). Es ist dies die Medianzone der Antiklinale, zumal diese letztere überkippt ist.

II. An derselben Felswand, etwa 100 *m* weiter nördlich; Fallen unter 45° nach SE 15° S (10[h]).

Diese Abnahme in dem Ausmasse des Fallwinkels macht sich bemerkbar in dem Masse, als man sich der Axe unserer Antiklinale nähert.

III. Felswand von Uzusandstein auf der nördlichen Thalseite, mit einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 50—100 *m*. Fallen unter 30° nach NW; Westschenkel der Antiklinale.

Fig. 12.



Situations-Skizze der Profile Fig. 13, 14 und 15 bei der Cementfabrik am Oitozflusse [1]).

a—*b*. Trümmerbildung von Tisesti-Sandstein.

I—IX. Aufschlüsse. (Siehe Text.)

← - - - - - - Streichrichtung der Schichten.

IV. Ein etwa 200 *m* weiter östlich befindlicher Aufschluss gleich unterhalb der ersten Flussbiegung. Hier fallen die Sandsteinbänke 75°—85° nach W 30° N bis NW (20[h]—21[h]). Aufgeschlossene Mächtigkeit 10—20 *m*. Gemäss ihrer nord- 30° -östlichen (2[h]) bis nordöstlichen (3[h]) Streichrichtung gehören diese steilen Schichten, wie in der Situationsskizze (Fig. 12) durch einen Pfeil veranschaulicht werden soll, noch dem Ostschenkel der **ersten** Antiklinale an. Es ist der überkippte Ostschenkel dieser Antiklinale.

[1]) In der Situations-Skizze sind die Profile anstatt mit 13, 14 und 15, irrthümlich mit VI, VII und VIII bezeichnet.

Fig. 13.

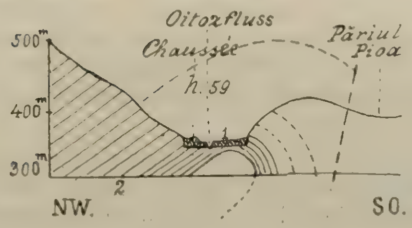


Fig. 14.

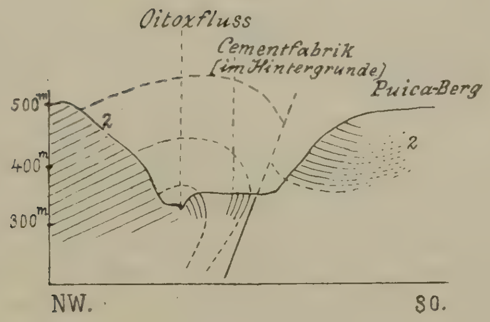
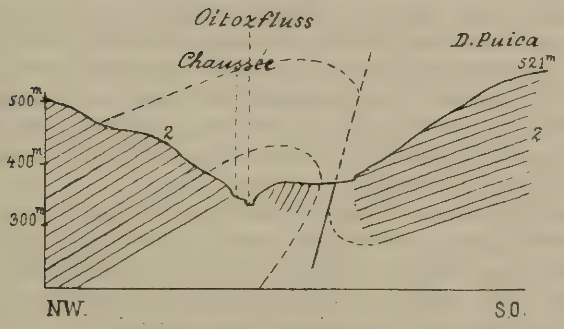


Fig. 15.



Profil Fig. 13 und Fig. 14 verqueren eine und dieselbe Antiklinale in einem gegenseitigen Abstande von etwa 1/4 Kilometer.

Profil Fig. 13 ist nach Profil Fig. 14 ergänzt.

Profil Fig. 15 gehört einer anderen Antiklinale an, welche der vorigen nach Osten hin zunächst liegt.

1. Alluvium.
2. Uzusandsteine.

B) Die zweite oder mittlere Antiklinale.

V. Eine kaum 20 *m* von dem vorigen Aufschluss entfernte Stelle des nämlichen südlichen Flusssteilrandes. Hier fallen die Uzusandsteinschichten nach W 30° N (20h) unter kaum 30°. Dieselben repräsentiren den sanft geneigten Westschenkel der **zweiten** Antiklinale.

VI. Hohe Felswand am gegenüberliegenden Flussufer, in nordnordöstlicher Richtung von der vorigen Stelle des südlichen Flussufers, d. h. im Fortstreichen der an der letzteren entblössten Schichten gelegen. Sanftes, nordwestwestliches Fallen bekundet auch hier den Westschenkel der zweiten Antiklinale. Aufgeschlossene Mächtigkeit des Uzusandsteines hier 50—100 *m*.

VII. Südlicher Flusssteilrand unterhalb der zweiten Flussbiegung. Hier fallen die etwa auf Distanz von nur 10 *m* am Steilrand entblössten Schichten nach SE 15° S (10h) unter 80° ein. Wir befinden uns an dieser Stelle dicht am Uebergang der Medianzone der zweiten Antiklinale zu ihrem überkippten Ostschenkel. Die Fallrichtung 10h stimmt mit jener der Medianzone der vorigen Antiklinale überein (Aufschluss II). Thatsächlich braucht man sich nur etwa 20 Schritte längs des Flusssteilrandes südwärts zu begeben, um

(VIII.) zu dem überkippten Ostschenkel der zweiten Antiklinale zu gelangen. Es sind dies unter 80° nach N 30° W (22h) abdachende Schichten, welche gleichfalls kaum in einer Mächtigkeit von 10 *m* anstehen.

IX. Dicht daneben, und zwar noch etwas mehr gegen Süden zu, sieht man eine sehr hohe, mit horizontalen Schichtenlinien ausgestattete, fast ostwestlich orientirte Felswand, welche nordwärts zum Oitozflusse steil abstürzt. (Steinbrüche gegenüber der Cementfabrik.) Diese Felswand bietet demnach auf den ersten Blick den Eindruck einer riesigen Verwerfung dar. In der That ist es aber noch immer typischer Uzusandstein, welcher hier ansteht. Seine Schichten fallen nach SW 25° S (13h 5°), unter kaum 15° ein. Es ist dies der sanft nach Westen geneigte Westschenkel der dritten Antiklinale.

Die letztere scheint den beiden vorigen Sätteln des Uzusandsteines an Breite bedeutend überlegen zu sein, zumal flussabwärts, in einer Entfernung von etwa 600 *m* gegen Osten zu, noch immer im Oitozbette sanft westlich abdachende Schichten von dickbankigem glimmerreichen Sandstein anstehen. (Fallen nach W 30° N unter 18°, an einer Stelle, welche gleich unterhalb der Mündung des Jordogatubaches sich befindet.)

Der Ostschenkel dieser dritten Antiklinale dürfte mit der Ostgrenze des nach dem Jordogatuberge benannten Eocänzuges zusammenfallen.

Indem dieser Eocänzug nordwärts über die Wasserscheide zwischen dem Oitoz- und Slanicthale wegsetzt, breitet er sich nicht nur über Vf. Jordogatu (762 *m* und 754 *m*), sondern auch über die etwas mehr im Osten auf der Wasserscheide aufragende Bergspitze

Vf. Muncelu aus, während D. Muncel (Wasserscheide zwischen Păriul Mostica und Păriul Heţmanu) bereits dem Oligocänzuge von Magura-Lesunţu anheimfällt.

Die Westgrenze des Eocänzuges des Jordogatuberges verläuft über die Oitoz-Slanicer Wasserscheide dicht bei der Einsattelung der letzteren zwischen den Bergen Unguréna (779 *m*) und Vf. Jordogatu (762 *m*). Auf der östlichen Böschung der Unguréna-Bergspitze, und zwar gleich oberhalb des genannten Bergsattels, streichen Menilitschiefer mit dünnplattigem Hornstein, zweifellos als Grenzschichten zwischen der Menilit- und Târgu-Ocna'er Gruppe, hindurch.

Auf der Jordogatu-Bergspitze erscheinen sodann typische, grossblättrig-glimmerige Uzusandsteine und Sande. An ihrem westlichen Abhang sind dieselben östlich geneigt. (Medianzone der „ersten" von den drei obigen Antiklinalen.) Hingegen ist am Ostabhang des Jordogatu in denselben Schichten regelrecht 30—40° Fallen nach W 20° bis 25° S (17^h 5° bis 17^h 10°) zu messen. (Westschenkel der „zweiten" von den obigen drei Antiklinalen.) Păriul Jordogatu wird noch von den nämlichen Schichten beherrscht.

Die Ostgrenze des Eocänzuges des Jordogatuberges entfällt jenseits von D. Jordogatului auf den zum Oitozflusse sich öffnenden Thaleinschnitt zwischen D. Sechelesti und D. Mostica. Dieselbe ist durch das Erscheinen der Târgu-Ocna'er Gruppe gegeben, wobei die letztere durch dünnplattige, kieselige, bläuliche, sehr feinkörnige Sandsteine mit einer Unzahl fingerförmiger Hieroglyphen und mit alternirenden Bänken von beinahe pelitisch-glimmerigem Schieferthon vertreten ist. (Unterhalb des D. Mostica am Waldrand: Streichen 2^h [N 30° E]; Fallen westlich [20^h] unter 20°.)

Unmittelbar im Hangenden der soeben erwähnten Hieroglyphenschichten tauchen längs der östlichen Böschung des nämlichen Thaleinschnittes typische Menilitschiefer auf, welche ausser einer eingeschalteten (3 *m*) dicken Bank von Tisesti-Sandstein viele Platten von beinahe glasigem Sandstein führen. In der Nähe der Târgu-Ocna'er Schichten fallen diese Menilitschiefer unter 20° nach 2^h (N 30° E) ein, hingegen sind dieselben mit 40–50°-Fallen nach 2^h in weiterer Entfernung von der Grenze gegen die ersteren anstehend.

Diese im Vergleich mit dem obigen, unmittelbar benachbarten Aufschlusse der Târgu-Ocna'er Schichten entgegengesetzte Fallrichtung der fraglichen Menilitschiefer dürfte nicht auf einer localen Störung der Lagerung beruhen, sondern vielleicht den einander entgegengesetzten Flügeln einer und derselben Antiklinale entsprechen. Es ist noch unsicher, ob es eine Fortsetzung der unten zu besprechenden Manascu-Antiklinale sein könnte, deren Westschenkel hier bis auf's Eocän aufgerissen wäre.

Der ganze in Rede stehende, zufolge einer localen Aberration des Streichens west- 30° nördlich bis nordwestlich fortlaufende Zug der unteren Menilitschiefer setzt ostwärts über Păriul Mostica hinweg (dünnplattige Hornsteine, 100 *m* bis 200 *m* oberhalb des Thaleinganges, Fallen 2^h unter 50°). Noch jenseits von Păriul Mostica, am südwestlichen Abhang des grossen, aus massigem Tisesti-Sandstein

aufgebauten D. Matiusca (683 *m*), bis fast nach Herĕstrĕu hin, ist die untere hypsometrische Grenze (etwa 380 *m*) der Menilitgruppe durch Schipoter Schichten mit liegenden dünnplattigen Hornsteinen bezeichnet. Im Nordwesten von Herĕstrĕu wurde an diesen Schichten gemessen: Fallen nach E 25° S unter 25°, so dass hier von den letzteren bereits das nord-nordöstliche Generalstreichen dieses Theiles der Karpathen wiedergewonnen erscheint. Auf der gegenüberliegenden südlichen Böschung des Oitozthales sind es die Aufschlüsse zu beiden Seiten der Mündung des Păriul Manaşcu, in welchen die Schipoter Schichten von Neuem auftauchen. Auch an diesem Ort ist die Erscheinungsweise der letzteren in mancher Beziehung für localgeologische Gesichtspunkte verwerthbar. Obwohl ich mich bezüglich dieser Localität leider nur ganz flüchtig orientiren konnte, mag darüber dennoch Folgendes verzeichnet werden.

Păriul Manaşcu schneidet in die südliche Böschung des Oitozthales zwischen D. Manaşcu (631 *m*) und D. Puica (534 *m*) ein. Die erste von diesen beiden Berghöhen liegt östlich von dem gleichnamigen Thälchen, und zwar im Fortstreichen jenes auf der nördlichen Thalseite des Oitoz, am Matiuscaberg anstehenden Tisesti-Sandsteins. Hingegen ist D. Puica aus westlich abdachenden Bänken von Uzusandstein aufgebaut und befindet sich dieser Berg im Bereiche der „dritten“ von den drei vorbesprochenen Antiklinalen des Jordogatu-Eocänzuges. Oestlich von der Mündung des Păriul Manaşcu, und zwar ganz unten am Nordfusse des gleichnamigen Berges (unterhalb von ⌖ 461 *m*), fallen dünnplattige Hornsteine nach SE unter 20° ein. Westwärts stellt sich aber bereits am Manaşcubach selbst N 30° W-Fallen (unter 20°) ein. Schliesslich beobachtet man an der westlichen Steilböschung des Baches, nächst der Mündung unseres Thälchens, Neigungen der Schichten nach W bis W 20° N unter 20—30°. Folglich ist es eine Antiklinale von Schipoter Schichten, welche zu beiden Seiten der Thalmündung des Păriul Manaşcu entblösst ist. Der obere Tisesti-Sandstein des Manaşcuberges gehört als Hangendtheil dem obertags südostwärts abdachenden Ostschenkel dieser Antiklinale an. Ihre Medianzone ist am unteren Laufe des Manaşcubaches bis auf die Schipoter Schichten aufgerissen, und befindet sich hier, am Eingang zum Păriul Manaşcu, ein verlassener Oelschurfschacht. Beachtenswerth ist es, dass dem letzteren eine mächtige, stark eisenhältige Wasserquelle entströmt, welche mit relativ ganz gewaltigem Gasandrang einherschreitet und geringfügige Quantitäten von Rohöl zu Tage schafft. Da auf der Halde dieses seit Jahren verlassenen Schurfschachtes ausschliesslich die Menilitgruppe vertreten ist, ist anzunehmen, dass die Arbeiten das Liegende der letzteren nicht erreichten und somit wahrscheinlich zufolge der technischen Schwierigkeit eingestellt wurden.

Der Westschenkel der Manaşcu-Antiklinale weist am Steilrand der Oitozterrasse, und zwar dicht westlich von der Mündung des Manaşcubaches (bei ⌖ 417 *m*), folgende Schichtenreihe auf (von unten nach oben):

1. Hornsteinschiefer;
2. Menilitschiefer mit Platten von kieseligem Sandstein (20 *m*);
3. Massiger Tisești-Sandstein (30 *m*);
4. Mergelig-schieferige Einschaltungen (vielleicht 50 *m*);
5. Tisești-Sandstein (10 *m*) vom „Diluvial"-Schotter der Terrasse überlagert, in welchem merkwürdigerweise das bekannte grüne karpathische Schiefergestein als Gerölle so sehr vorwiegt, dass dadurch die Nachbarschaft der etwas weiter gegen Westen hin anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten von vorneherein wahrscheinlich ist.

An diesen sanft westlich abdachenden Westschenkel der oligocänen Manașcu-Antiklinale dürfte sich die Antiklinale des Puicaberges, von Westen her, mittelst Ueberkippung (wenn nicht eher Ueberschiebung) direct anschliessen. Wenigstens mögen die westlich vom Păriul Manașcu auf den Böschungen des Puicaberges, westlich abdachenden Uzusandsteinbänke nur als Hangendes der obigen geologisch jüngeren Schichtenreihe gelten, aus welcher der Westschenkel des Manașcusattels aufgebaut ist.

Der südliche, am Oitozthal gelegene Abschnitt des Oligocänzuges von Magura-Lesuntu.

Zwischen Herĕstrĕu und Grozesti streicht über den Oitozfluss jene Oligocänzone hindurch, welche in dem von Norden benachbarten Slanicthale als die Synklinale des Maguraberges sich darstellt. Diese letztere breitet sich auf der Wasserscheide des Oitoz- und Slanicthales über die hauptsächlich aus massigem Tisești-Sandstein aufgebauten Berge Matiușca (683 *m*), D. Virfu Petrei (635 *m*) und D. Jarapunu aus. In südlicher Umgebung des Oitozflusses aber fällt ihr Westschenkel mit dem Ostflügel der vorbesprochenen Manașcu-Antiklinale zusammen, wobei demselben sicherlich noch die im Westen des Lesunțuthales sich erhebenden Berge D. Manașcu (631 *m*) und D. Hijnei (611 *m*) zufallen.

Das Lesunțuthal.

Im Bette des Lesunțubaches wurden von mir unterhalb der Ostböschung des soeben erwähnten Hijneiberges blätterige Fischschiefer der Menilitgruppe beobachtet. Diese Schiefer sind unter 70° nach W 15° N (19^h) geneigt. Doch ist in dieser dicht bewaldeten Gegend nicht leicht zu entscheiden, ob dieselben als West- oder aber als Ostflügel der Synklinale von Magura-Lesunțu aufzufassen sind. Die letztere Eventualität ist wahrscheinlich im Hinblick auf die folgende Beobachtung.

Am Nordostfusse des Lesunțuberges, gleich westlich von Calcâiu, sieht man ebenfalls Menilitschiefer auftauchen (südliche Steilböschung des Oitozthales zwischen Calcâiu und Herĕstrĕu, etwa 30 *m* über dem Oitozflusse, hingegen unterhalb von ⌖ 561 *m*). Dieser Aufschluss ist von dem vorigen kaum einige Kilometer entfernt, und zwar in nord-nordöstlicher Richtung, welche dem Generalstreichen der Schichten in dieser Gegend entspricht.

Nun fallen hier am Nordostfusse des Lesunțuberges die Menilitschiefer nach Westen unter den massigen Oligocänsandstein dieses Berges ein, während hingegen an der westlichen Böschung des letzteren, am Eingang in's Lesunțuthal, die nämlichen Schiefer und der hangende Sandstein nach S 30° E (10^h) unter 25° abdachen.

Danach stellt der über dem Oitozfluss aufragende Nordtheil der Lesunțuhöhen eine Synklinale dar, welche thatsächlich im Fortstreichen jener des Maguraberges am Slanicbach gelegen ist.

Der südliche Theil der Lesunțubergkette.

Derselbe dürfte sich bereits ausserhalb der gleichnamigen Synklinale befinden. Die auf der Lesunțukammhöhe etwa 4 *km* südlich vom Oitozflusse gelegene Waldwiese „Fântana Runcului" ist zwar durch eine locale Trümmerbildung von massigem Oligocänsandstein charakterisirt; weiter südwärts am Ursprung der Waldschlucht Păriul Cireșu, welche zum Lesunțuthale mündet, sind aber zahlreiche, lose liegende Gerölle des grünen karpathischen Schiefergesteines sehr auffällig. (Târgu-Ocna'er Gruppe.)

Zahllose, bis 1 *m* und 1·5 *m* grosse, mehr oder weniger abgerundete Blöcke des soeben erwähnten grünen Schiefergesteins, begleitet von scharfkantigen Trümmern des massigen Tisești-Sandsteins, sind übrigens auch für die Gegend am Ursprung von Păriul Curita, im Westen der dortigen Fâbrica Sticlărie, bezeichnend. Die Glasfabrik, in welcher, nebenbei bemerkt, der chemisch relativ sehr reine Quarzsand des Tișești-Systems verwendet wird, ist bereits am Flyschrand gelegen.

Im Norden der Glasfabrik ist zu constatiren, dass die in dieser Gegend am Flyschrande ausstreichende Antiklinale der Târgu-Ocna'er Schichten noch die ganze Runcuanhöhe (D. Runcu 547 *m*) beherrscht, so dass erst 100—200 *m* östlich von der letzteren das subkarpathische Miocän anhebt.

Etwa in halber Entfernung zwischen der Fântana Runcului und dem Runcuberg (547 *m*) kommen in seichten Wegeinschnitten dünnplattige, nicht näher bestimmbare Sandsteine zum Vorschein, welche unter kaum 10° nach N 30° E (2^h) einfallen.

Dieser direct südlich vom Ursprunge des Păriul Ariniș gelegene Aufschluss scheint die Medianzone der soeben erwähnten Flyschrand-Antiklinale zu bezeichnen, welche, wie gleich hinzugefügt werden mag, mit der noch zu besprechenden Antiklinale von Grozesti identisch ist.

Das eigentliche Oitozbett zwischen Herĕstrĕu und Calcâiu.

Die zwischen diesen beiden Ortschaften quer auf das Oitozthal von Norden nach Süden hindurchstreichende Menilitschiefer-Synklinale von Magura-Lesunțu ist am Oitozfluss bis auf die unter den Menilitschiefern liegenden Târgu-Ocna'er Schichten entblösst. Doch scheint dieser Umstand blos dadurch bedingt zu sein, dass in dieser Gegend ein relativ ansehnlicher Secundärsattel längs des Oitozflusses fort-

läuft, welcher fast ostwestlich, d. h. schief quer auf das Streichen der besagten Synklinale orientirt ist.

Meine auf diese Gegend bezughabenden Localbeobachtungen sind folgende:

1. Am südöstlichen Berghang von D. Virfu Petrei (579 *m*) fallen die Bänke des sehr mächtig anstehenden, massigen Tisești-Sandsteins, welcher etwa 50 *m* über der Thalsohle anhebt, unter kaum 10° nach NW 10° N (21^h 10°) ein. Am Fusse dieser Böschung ist durch Ausbisse von dunkelgrauem, dichten, kieseligen Plattenkalk die Târgu-Ocna'er Gruppe markirt. Der Kalk dacht bereits ganz abweichend nach N 10° W (24^h 10°) unter 45° ab und wird von einer Schwefelwasserstoffquelle begleitet. (Nordschenkel unseres Secundärsattels, nahe der Ostgrenze des Oligocänzuges von Magura-Lesunțu.) Dieser Aufschluss liegt östlich von der Holzsägerei, unterhalb der Mündung des Păriul Puturosu.

2. Typische Târgu-Ocna'er Hieroglyphen-Sandsteinplatten inmitten von röthlichen und grünlichen Schieferthonen stehen erst in tieferem hypsometrischen Niveau am nördlichen Steilufer des Oitozflusses an, und zwar noch westlich von der Holzsägefabrik, bei der Mündung von Păriul Puturosu (Fallen nach S 30° E, d. h. 10^h unter 70°).

3. Die am weitesten nach Westen hin vorgeschobenen Ausläufer der die vorgenannten Hieroglyphen-Schichten unterteufenden palaeogenen Salzformation sind im Oitozbette noch unterhalb des Menilitschieferaufschlusses vom Nordosthang des Lesunțuberges, d. h. vis-à-vis der Mündung von Păriul Puturosu zu verfolgen.

4. Erst einige hundert Meter weiter flussaufwärts, gegen Herĕstrĕu hin, sieht man zum ersten Male an den beiderseitigen Steilufern des Flussbettes Ausbisse der untersten Schichten der Menilitgruppe. Die letzteren erweisen sich dabei als mit den Hieroglyphen-Schichten der Târgu-Ocna'er Gruppe durch intermediäre petrographische Nuançen enge verknüpft. Zu unterst sind es bläuliche, dachschieferartige Thonmergelschiefer mit eingeschalteten kieseligen Hieroglyphen-Sandsteinplatten, allein zugleich auch mit dünnen Zwischenschichten von Tisești-Sandstein. Darüber folgen blättrige Menilitschiefer (20 *m*) und schliesslich Schipoter Schichten. Alle diese Schichten fallen nach S 30—40° E (10^h—10^h 10°) unter 40—85° ein. Der Fallwinkel verringert sich gegen den Lesunțuberg, d. h. nach Süden, hingegen vergrössert sich derselbe gegen die Mitte des Flussbettes, bis schliesslich am nördlichen Flussufer, beim Ostende von Herĕstrĕu, die nämlichen Schichten auf den Kopf gestellt sind. (Medianzone unseres Secundärsattels.) Die hier entblössten Schipoter Schichten sind noch eine Strecke lang westwärts, und zwar bis zur Mündung des Lesunțubaches zu verfolgen (Fallen 40° nach S 40° E). Oberhalb dieser Stelle ist an dem bereits oben besprochenen Westabhang des Lesunțuberges (bei ⯐ 442 *m*) von Neuem ihre Ueberlagerung durch blättrige Menilitschiefer (Fallen nur etwa 25° nach S 30° E) und schliesslich durch den massigen Tisești-Sandstein zu beobachten.

III. Der Flyschrand der Bacau'er Karpathen.

Der Flyschrand bei Grozesti am Oitozflusse.

a) Südliche Thalseite.

D. Albert 408 *m* (Profil Fig. 1, Taf. XVI). Dieser Hügel befindet sich auf der südlichen Oitozterrasse bei Grozesti und überragt den Steilrand der letzteren nur unbeträchtlich, ist aber bereits von der Ferne durch seine schroffen Reliefumrisse ungemein auffällig. Es steht am Albertberg eine Scholle von zum Theil sehr harten Oligocängesteinen an, welche ringsherum von mürben eocänen und miocänen Sedimenten umgeben ist.

Auf der Bergspitze „Albert“ selbst herrscht massiger Tisești-Sandstein. Der letztere wird von einem mächtigen Complex von petrographisch identischem, indessen dünnschichtigen Sandstein und von Menilitschiefer unterteuft, worauf zuunterst Schipoter Schichten sich einstellen.

Auf Schritt und Tritt beobachtet man innerhalb dieser Schichtenfolge locale Schwankungen des Fallwinkels (15—45°), wobei auch die Fallrichtung von NW bis SW, S 20° SW oder Süden variirt. (I. Schipoter Schichten am Nordfusse des Berges dicht über dem Oitozbette: Fallen unter 45° nach S 20° W; II. Menilitschiefer an an einer Stelle des Ostabhanges: Fallen sanft südlich; sonst aber an diesem Abhang: Fallen nach W, WWS oder SW unter 30—35°; III. Schipoter Schichten darunter: Fallen südwestlich unter 30—35°.) Es pflegen vielfach in unserem Untersuchungsgebiete Fallwinkel und Fallrichtung gleichsam auf Schritt und Tritt zu variiren, unter Anderem überall dort, wo überkippte Sättel in Schuppenstructur aufgehen.

Gemäss dem westlichen Generalfallen der Menilitscholle des Albertberges fällt sein Ostabhang den Schichtenköpfen zu. Auch bildet der letztere einen steilen, nordsüdlich orientirten Felsabsturz, welcher von der Höhe der Terrasse angefangen bis hinunter zum Flussbette sich ausdehnt.

Am Fusse des Felsabsturzes taucht unter den obigen Schichten des Albertberges ein Complex von bunten Mergelthonen mit Hieroglyphen-Sandsteinplatten hervor. Derselbe wird von glimmerreichem, grobkörnigem Sandstein begleitet, welcher abwechselnd dickbankig und dünnschichtig ist und einerseits an Uzusandsteine erinnert, andererseits aber mit dem Nummulitensandstein von Moinesti petrographisch identisch ist.

Sowohl die Hieroglyphenschichten, als auch der dickbankige Sandstein spielen am Ostfusse des Albertberges eine im Vergleich zu ihrer gewöhnlichen Entwicklung untergeordnete Rolle. Der Sandstein war nur in einer Mächtigkeit von 4 *m* entblösst. (Fallen unter 40° nach W 25° S.)

Die Schipoter Schichten, welche den Nordfuss des Albertberges im Oitozbette umsäumen und längs des östlichen Felsabsturzes des ersteren bis auf die Höhe der Oitozterrasse zu verfolgen sind, reprä-

sentiren dortselbst das unmittelbare Hangende der obigen Hieroglyphenschichten und des dickbankigen Sandsteines.

Ihrerseits sind die Hieroglyphenschichten von mächtigem dunkelgrauen Salzthon unterlagert, welcher anstehend fast nicht zu Tage tritt, während seine eluviale Verwitterungsrinde auf eine Distanz von etwa 100—200 *m* den Flusssteilrand im Osten des Albertberges seiner ganzen Höhe nach bedeckt. Dieselbe ist durch zahlreiche, in ihrer ganzen Masse eingeschlossenen Gerölle von grünem karpathischen Schiefergestein gegenüber dem ostwärts benachbarten nachweislichen Miocän individualisirt.

Ganz derselbe Salzthon mit grünen Fremdblöcken erscheint am Flusssteilrand auch im Westen des D. Albert.

In dem in den Flusssteilrand gleich westlich vom D. Albert einschneidenden Bacheinriss ist die Grenze zwischen der Menilitschieferscholle des D. Albert und dem der letzteren gegen Westen hin aufgelagerten Salzthon nicht ganz deutlich entblösst. Jedenfalls ist es aber eine steile, nach Westen abdachende Grenzfläche, westlich von welcher der Salzthon sich einstellt, um sofort die ganze Höhe des Steilrandes zu beherrschen.

Die grünen Fremdblöcke des Salzthons sind an diesem Orte überaus zahlreich [1]), wobei sie Dimensionen von 2—3 *m* durchaus nicht selten erreichen. Es dürfte danach der fragliche Salzthon von grünem Riesenconglomerat begleitet sein, nach Analogie gewisser Vorkommnisse von Hărja [2]).

Das letztere ist im Allgemeinen eine recht seltene Erscheinung, während hingegen die Verbreitung des grünen karpathischen Schiefergesteins in Brocken von Sandkorngrösse, zumal in Form von grünem Brecciensandstein, eine weit ausgedehnte ist. (Târgu-Ocna'er Gruppe.)

Auch im Westen des Albertberges sind die Gesteine der Salzthongruppe oberflächlich durch ihre Verwitterungsrinde maskirt. Diese ist nur zum Theil auf frühere Bergschlipfe und auf die Halden des ehemaligen, noch aus dem Mittelalter zurückdatirenden Salzbergbaues zurückzuführen. Es stecken in diesem thonigen, mit Salzausblühungen bedeckten, ungeschichteten Erdreich noch heutzutage zahlreiche, von alten Pingen herrührende Hölzer. Ausserdem kommen darunter hie und da Salznester, oft in der Ausdehnung von mehreren Metern, zum Vorschein.

Anstehende Schichten von grauem Salzthonmergel und von ähnlichem Mergelsandstein sind am Oitoz'er Steilrand im Westen des Albertberges nur hie und da zu beobachten. Es erwiesen sich dieselben, analog einer auch anderwärts gemachten Erfahrung, als petrographisch mit der miocänen Salzformation völlig identisch. Auch bilden diese Schichten einige scharf geknickte Secundärsättel, deren beiderseitige Schenkel, wie in einem Falle beobachtet wurde, unter 80—85° nach entgegengesetzten Richtungen, d. h. nach Westen und nach Osten einschiessen.

---

[1]) Analog wie bei der oben besprochenen Glasfabrik (pag. 618.)

[2]) Ob das von Coquand, l. c. pag. 519, Fig. 2 gegebene Profil, sammt zugehörigen Bemerkungen, sich auf D. Albert bezieht, ist kaum zu entscheiden.

Ausser den vorerwähnten grünen, abgerollten Fremdblöcken führt der im Westen des Albertberges erscheinende eluviale Salzthon viele scharfkantige Trümmer von Gesteinen der Târgu-Ocna'er Gruppe, wodurch diese als Hangendes der Salzthonschichten angedeutet ist. Anstehend erscheint dieselbe am Flusssteilrand erst weiter im Westen, im Bereiche des kleinen Weilers Calcâiu, und zwar zu beiden Seiten des gleichnamigen Bacheinrisses. Oestlich von der Mündung des Bacheinrisses Calcâiu wurde am Flusssteilrand beobachtet, dass hier Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten mit hydraulischen Kalkplatten alterniren und west-westsüdliches Fallen unter 30–40° zeigen. Hingegen bereits westlich vom genannten Bacheinrisse weisen die am Flusssteilrand ausstreichenden Hieroglyphenschichten eine kaum 20° erreichende Neigung nach Südwesten auf.

Mit diesem geringeren Fallwinkel fallen die Târgu-Ocna'er Schichten westwärts unter jene Menilitschieferzone ein, welche am Westhang des Lesunţuberges den orographischen Flyschrand bildet (vergl. oben pag. 617 und 619). Blos mitten im Păriul Calcâiu zeigen die Târgu-Ocna'er Schichten stellenweise eine steile östliche Neigung, sowie es in unserem Profil (Fig. 1, Taf. XVI) veranschaulicht ist [1]).

Aus dem Vergleich der obigen und anderen Messungen des Fallwinkels resultirt es, dass der Fallwinkel vom orographischen Flyschrand am Westhang des Lesunţuberges angefangen, in der Richtung nach Osten, längs des Oitozer Flusssteilrandes bei Grozesti, stufenweise sich innerhalb der Târgu-Ocna'er Schichten vergrössert. Sein grösstes Ausmass (80—85°) entfällt dabei nicht auf die Târgu-Ocna'er Gruppe, sondern auf die die letztere unterlagernde Salzthonpartie, welche noch im W e s t e n des Albertberges sich befindet. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Salzthonpartie nicht eine überkippte transgressive Mulde darstellt, sondern vielmehr als concordanter Antiklinalkern zu den hangenden Târgu-Ocna'er Schichten gehört. Diese letzteren sind nach Art eines ostwärts überkippten Sattels aufgethürmt. Derselbe ist aber zerrissen und sein Liegendschenkel gänzlich verdrückt. Der palaeogene Salzthonkern des Sattels ist direct auf die von Osten her benachbarte, westlich abdachende Menilitschieferscholle des Albertberges hinaufgeschoben.

Damit stimmt es überein, dass man vom Lesunţuberg bis zum Albertberg (vergl. Profil Fig. 1, Taf. XVI) in östlicher Richtung fortschreitend, zuerst westlich abdachende Menilitschiefer von Târgu-Ocna'er Schichten und die letzteren von palaeogenem Salzthon concordant unterteuft sieht, worauf im Liegenden des letzteren von Neuem die Menilitgruppe am Albertberg erscheint und diese ostwärts ihrerseits wiederum von Târgu-Ocna'er Schichten und sodann von Salzthonschichten unterlagert ist. Es braucht nicht näher erörtert werden, dass diese zweimal sich in der nämlichen Reihenfolge wieder-

[1]) In dem besagten Thälchen (Păriul Calcâiu) wurde jener aus lauter grosswüchsigen Nummuliten zusammengesetzte Kalkblock vorgefunden, dessen bereits im stratigraphischen Theile Erwähnung geschah. Derselbe war an Kanten bestossen und etwa 1 *m* gross. Sammt dem begleitenden riesigen Gerölle des grünen karpathischen Schiefergesteines ist dieser Kalkblock offenbar durch Auswaschung aus den Târgu-Ocna'er Schichten des oberen Thalursprungs zu Tage gefördert worden.

holende Schichtenreihe dem tektonischen Typus der Schuppenstructur entspricht.

Auch ist es ausser Zweifel, dass von den beiden in dieser Schichtenreihe erscheinenden Salzthonpartien nicht ausschliesslich die westliche, sondern auch noch die östliche palaeogen ist. Wichtig sind nicht nur die den beiden Salzthonpartien gemeinsamen Merkmale der Lagerung, sondern auch die denselben gemeinsamen grünen Fremdblöcke.

Die östlich vom Albertberg gelegene, durch grüne Fremdblöcke bezeichnete Salzthonpartie ist ostwärts durch eine etwa 30—40 *m* mächtige Gypsbank begrenzt, welche, da sie von Palla begleitet ist, bereits dem Miocän angehört. Jenseits von derselben sind in den grauen Salzthonschichten des Flusssteilrandes die grünen Fremdblöcke nirgends mehr zu finden. Ueberhaupt entbehrt das Miocän der grünen Fremdblöcke am Oitozfluss meilenweit ringsherum gänzlich.

Wichtig ist ferner, dass die obige, den geologischen Flyschrand bei Grozesti markirende Gypsbank quer über den Flusssteilrand bis zum Oitozbette hinunter zu verfolgen war. Denn es fällt dieselbe steil nach Nordwesten bis West-Westnorden, d. h. unter den Salzthon mit grünen Fremdblöcken ein. Der von Osten her unmittelbar an die Gypsbank sich anreihende Pallazug ist 30—50 *m* breit und ist dessen Ostgrenze wiederum durch eine diesmal nur 1 *m* dicke Gypslage markirt. Die letztere ist unter 60° nach W 15° N (19^h) geneigt.

Es ist selbstverständlich, dass, wenn man im Fortstreichen des Pallazuges bis zu einer Stelle gelangt, wo er sich anskeilt, alsdann zwischen palaeogener und miocäner Salzformation nicht mehr in präciser Weise unterschieden werden kann. Ich verfolgte den in Rede stehenden Pallazug in südlicher Richtung bis zum Păriul Sarat, einem über 1 *km* im Osten des D. Albert mündenden Seitenthälchen des Oitozflusses, dessen Oberlauf dem letzteren parallel ist und auf die südliche Umgebung des Albertberges entfällt.

Nun kommt unser Pallazug thatsächlich noch im Bachbette des Păriul Sarat, und zwar in südöstlicher Richtung vom D. Albert, von Neuem zum Vorschein. Allein seine Mächtigkeit beträgt hier nur mehr einige Meter, so dass sich derselbe südwärts bereits in nächster Nähe auskeilt.

Ausserdem fallen zu beiden Seiten der dortigen Palla die grauen Mergelschichten des subkarpathischen Miocän nach entgegengesetzten Richtungen sehr steil (80°) ein. Folglich erscheint die Palla als Antiklinalkern, etwa so, wie es im Profile (Fig. 1, Taf. XVI) bezüglich der die Palla an vorigem Orte begleitenden Gypsbänke veranschaulicht wird.

Danach bilden die Gypsbänke auf der Höhe der Oitozterrasse, wo der benachbarte Flyschrand Schuppenstructur zeigt, eine ostwärts überkippte Antiklinale, während hingegen kaum 100—200 *m* weiter nach Süden zu, im Păriul Sarat, die nämliche, durch ihre Palla unterscheidbare Antiklinale nicht überkippt ist. Es scheint, als ob an diese Beobachtung ganz naturgemäss die folgende Thatsache anzureihen wäre. Wenn man thalaufwärts längs des Păriul Sarat weiter

wandert, findet man in demselben nirgends die Fortsetzung der Oligocänscholle des Albertberges wieder. Statt dessen herrscht im oberen Păriul Sarat palaeogene Salzformation. Auch hier verräth sich die letztere durch Salzausblühungen, durch grüne Fremdblöcke, wie auch durch stratigraphischen Anschluss an die zum Theil anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten.

Aehnlich wie im Păriul Sarat verhält es sich diesbezüglich im benachbarten Păriul Ariniş. Der letztere repräsentirt eine nach Südosten orientirte Abzweigung des ersteren. Die Grenze zwischen miocäner und palaeogener Salzformation ist im Păriul Ariniş nicht mehr genau fixirbar. Doch mag als eine solche eine gerade Linie angenommen werden, welche als eine annähernd südliche Fortsetzung des obigen Pallazuges zu denken ist.

Oestlich von dieser Linie treten in den im Păriul Ariniş und im Păriul Sarat vorhandenen Aufschlüssen stets nur jene grauen, mürben Mergel- und Sandsteinschichten auf, welche weder von grünen Fremdblöcken, noch auch von Localtrümmern der Târgu-Ocna'er Hieroglyphensandsteine begleitet sind.

Die dimensional gegenüber den Flyschfalten merklich zurücktretenden, bald überkippten, bald aber fast regelmässigen Sättel und Mulden dieser Schichten sind in Grozesti, längs des Oitozflusses, zu beobachten. In der Gegend zwischen dem Albertberg und der Mündung des Păriul Sarat wechselt die bald westliche, bald aber östliche Fallrichtung der an den Flusssteilrändern ausstreichenden Miocänschichten in Abständen von etwa 100 *m* ab. Ganz kleine Abstände von etwa 10 *m* zwischen je zwei Sätteln sind eine Ausnahme. (Secundärfalten der Salzformation.)

b) Nördliche Thalseite des Oitozflusses im Weichbilde von Grozesti.

Auf der nördlichen Thalseite des Oitozflusses ist die Fortsetzung der Menilitschieferscholle des Albertberges blos durch eine niedrige Felsenkuppe von Schipoter Schichten angedeutet.

Es sind dies, wie gewöhnlich, dünnplattige, dunkle, bei Verwitterung bläulich anlaufende Kieselkalkmergel, welche in Wegeinschnitten einer zum Flusse führenden Seitengasse des Dorfes Grozesti auftauchen. Dieselben fallen unter 20° nach Nordwesten ein.

Während die Felsenkuppe das Niveau der niedrigen Oitoz'er Alluvialterrasse nicht überragt, befindet sich daneben, näher gegen das Westende des Dorfes hin, ein kleiner isolirter Hügel, welcher etwa 60 *m* über die genannte Terrasse sich erhebt. Nach Südwesten dacht derselbe steil, und zwar direct zum Oitozflusse ab. Dieser Hügel heisst angeblich D. Ciuciu (D. Ciucilor). Er ist aus grobkörnigem, glimmerreichen, leicht zu Sand verwitternden, dickbankigen Sandstein aufgebaut. Der Sandstein ist von dem vorbesprochenen, die Hieroglyphenschichten am Ostfusse des Albertberges begleitenden, analogen Gestein petrographisch nicht zu unterscheiden und stratigraphisch damit gleichbedeutend (vergl. oben, pag. 620). Die Sandsteinbänke fallen sowohl auf der Ost- als Westböschung des D. Ciuciu nach NE (N 50° E = 3^h 5°) ein, beispielsweise unter 65°.

In Uebereinstimmung mit der Schichtenfolge des Albertberges sind die Sandsteinmassen des D. Ciuciu längs dem Oitozflusse vom palaeogenen Salzthon unterteuft und führt letzterer auch hier ansehnliche Salznester.

In Entfernung von 200—300 *m* thalaufwärts, oberhalb des D. Ciuciu, tauchen aber die im Oitozbette anstehenden palaeogenen Salzthonschichten nicht unter den Sandstein, sondern unter Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten hinab. Dadurch ist die Zusammengehörigkeit des obigen Sandsteines mit den Hieroglyphenschichten von Neuem bestätigt. Die betreffende Stelle des Flusssteilrandes liegt nördlich von Calcâiu, hingegen süd-südöstlich von der als D. Virfu Petrei bezeichneten Bergspitze. Den bunten Hieroglyphenschichten sind dortselbst dichte Mergelplatten eingelagert und dachen dieselben unter 50° nach Nordwesten ab.

Oberhalb der Chaussée, welche gerade an dieser Stelle dicht an den Oitoz'er Steilrand herantritt, kommt in einem seichten Bacheinriss, als unmittelbares Hangende der Hieroglyphenschichten, massiger Tisești-Sandstein zum Vorschein, und zwar in einigen, insgesammt etwa 20 *m* mächtigen Bänken, welche sanft westlich einfallen [1]).

An der Grenze dieser beiden Bildungen sind, nach einer Angabe in meinem Notizbuche, einige dünne (2 *dm*) Tisești-Sandsteinschichten mitten zwischen den Hieroglyphenschichten eingeschaltet. Dabei sind die letzteren, mehr oder weniger plastischen Sedimente unmittelbar im Liegenden des harten, massigen, wie gesagt, sanft abdachenden Sandsteines sehr stark geknickt, was offenbar eine locale Aeusserung der die Antiklinale von Grozesti beherrschenden, ostwärts gerichteten Ueberschiebungen ist. Höher am Berghang von D. Virfu Petrei gelangt der obere Tisești-Sandstein in einer Mächtigkeit von einigen hundert Metern zur Entwicklung.

Der allgemeine, aus diesen Beobachtungen zu gewinnende Eindruck ist dahin zu präcisiren, dass die auf der Südseite des Oitozthales bei Grozesti sich kundgebende S c h u p p e n s t r u c t u r d e s F l y s c h r a n d e s bereits dicht an der Nordseite des Flussbettes nicht mehr klar ausgeprägt ist.

Die n o r d ö s t l i c h f a l l e n d e n glimmerreichen, dickbankigen Sandsteinmassen des D. Ciuciu übergehen westwärts in Hieroglyphen-Schichten, welche ihrerseits bereits nach entgegengesetzter Richtung nordwestlich abdachen. Die ersteren stellen zusammen mit den letzteren ein Antiklinalgewölbe dar. Da aber sowohl die ersteren als auch die letzteren durch den als palaeogen angesprochenen Grozesti'er Salzthon unterteuft sind, ist es am besagten Nordufer des Oitozflusses klarer als sonst irgendwo zu ersehen, dass dieser Salzthon thatsächlich als concordanter Antiklinalkern die Târgu-Ocna'er Schichten unterteuft. D. Ciuciu ist sichtlich in der Medianzone der besagten, o s t w ä r t s ü b e r k i p p t e n eocänen Antiklinale gelegen. Die letztere streicht in

[1]) Das im vorigen Kapitel erwähnte Vorkommniss von dichtem Kalk der Târgu-Ocna'er Gruppe, neben welchem eine Schwefelquelle sich befindet, liegt an der nämlichen Chaussée, kaum einige hundert Meter weiter thalaufwärts als der besagte Aufschluss der Hieroglyphenschichten.

südlicher Richtung jenseits vom Oitozfluss zwischen dem Albert- und dem Lesunţuberg hindurch, wo indessen, wie das Profil zeigt, blos ihr Hangendschenkel erhalten blieb.

Zwischen dem D. Ciuciu und der im Osten dieser Anhöhe befindlichen Schipoter Insel, welche hingegen sanft westliche Schichtenneigung zeigt, ist allerdings eine Störungslinie anzunehmen, als Fortsetzung jener „Wechsel"-Fläche, welche auf der südlichen Thalseite die Ueberschiebung des „Eocänen" auf die Oligocänscholle des Albertberges vermittelt.

Die Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna.

Querschnitt des Flyschrandes im Trotuşthal.

Das Thal des Trotuşflusses wird in der Gegend der Stadt Ocna von zwei verschiedenen Terrassen begleitet. Ueber das Niveau des Flusses erhebt sich zunächst eine 10—20 *m* hohe, als alluvial anzusprechende Terrasse. Die absolute Höhe derselben beträgt in Târgu-Ocna über 260 *m*. Auf der gegenüberliegenden, d. h. südlichen Thalseite breitet sich auf einer Niederterrasse von der gleichen hypsometrischen Höhe das Dorf Tiseşti aus. Auch ist auf der Südseite des Flusses eine zweite, bedeutend höhere, anscheinend diluviale Terrasse ausgebildet.

Der felsige Steilabsturz dieser Hochterrasse erhebt sich bei Tiseşti bis zur Isohypse von 333 *m*. Die beiden Terrassen tragen eine Decke von Flussschotter und Lehm. Die Hochterrasse weist Flussschotter und den zum Theil lössähnlichen Lehm in bedeutender Mächtigkeit auf. Quer auf die hier ostwestliche Thalrichtung streichen am Trotuşflusse die Schichten des Tertiärs im Allgemeinen von Süden nach Norden fort.

Zunächst mögen die Ausbisse des eigentlichen Flussbettes besprochen werden, und zwar von der Mündung des Vâlcica- und des Slanicbaches angefangen, nach Osten hin, bis jenseits von Târgu-Ocna.

Im Bette des Vâlcicabaches, dicht bei der Mündung desselben in den Trotuşfluss, sieht man Hieroglyphenschichten des Târgu-Ocna'er Systems entblösst. Die harten Hieroglyphen-Sandsteinplatten treten auch etwas südlicher im Trotuşbette, gerade gegenüber der Mündung des Vâlcicabaches zu Tage (unter der Gehbrücke, welche von Târgu-Ocna nach Baile Anastasache führt). Bei steilem, bis fast senkrechten westlichen Fallen halten diese Sandsteinbänke eine an nächstbenachbarten Stellen merklich verschiedene, und zwar bald nördliche bis nord 20° westliche (23^h 5°), bald aber nord 20—30° östliche (1^h 5° bis 2^h) Streichrichtung ein. Es ist dies eine von jenen Virgationen des Streichens, deren Bedeutung für die allernächste Umgebung kaum sichergestellt werden kann. Ihre Fortsetzung finden diese Hieroglyphenschichten in süd-südöstlicher Richtung längs der östlichen Thalseite des Slanicbaches (gegenüber dem Dorf Gura Slanic, vergl. pag. 591). In der Nähe der Mündung des Slanic, und zwar dicht östlich von derselben, sind die besagten Bildungen sowohl auf der südlichen

Nieder-, als auch auf der südlichen Hochterrasse des Trotusflusses entblösst. Die Niederterrasse weist hier einen halbkreisförmigen Steilrand auf, welcher sich direct über dem Trotusbette erhebt und von der Mündung des Slanicbaches angefangen, einige hundert Meter weit in östlicher Richtung sich fortzieht.

Die Aufeinanderfolge der Schichten von Westen nach Osten hin ist an diesem Steilrand die nachstehende:

1. Grünliche und röthliche Gypsmergel und ebensolche mergelige Schieferthone mit Salzausblühung, in dem Aufschlusse etwa 100 *m* mächtig.

2. Bläuliche und grünliche, dünnplattige Hieroglyphensandsteine, sehr hart, überaus feinkörnig, zwischen einzelnen Platten stets mit bunten thonigen Zwischenmitteln (mehrere Meter).

Diese Sandsteinplatten sind gewöhnlich kaum 1 *dm* dick. Es weisen dieselben kalkiges Bindemittel, sowie Kalkspathadern auf. Diese und die vorerwähnten Schichtenglieder fallen nach SW bis SWW unter 30°—40° ein.

3. Tisești-Sandsteinbänke, 1—2 *m* dick, mit dünnen Einschaltungen von Menilitschiefer. Diese Schichtengruppe ist etwa 20 *m* mächtig und durch vermittelnde petrographische Nuancen mit den obigen Hieroglyphenschichten verknüpft. — Hier wurde gemessen: Fallen nach S 30—45° W (10^h bis 9^h) unter 25°. Das Kleinerwerden des Fallwinkels macht sich stufenweise bemerkbar in östlicher Richtung mit zunehmender Entfernung von unserem Ausgangspunkt an der Mündung des Vălcicabaches.

4. Es folgt eine deutlich entblösste Verwerfungskluft, welche steil östlich einschiesst. Die jenseits der Verwerfung erscheinenden kieseligen, jaspisartigen Schipoter-Mergel sind von echten Menilitschiefern überlagert und zeigen dieselbe südwestliche Neigung, wie die Tisești-Sandsteinbänke, welche durch die Verwerfung abgeschnitten sind. Demnach sind hier die Hieroglyphenschichten in überkippter Schichtenstellung den oligocänen Tisești-Sandsteinen concordant aufgelagert. Die Discordanz der letzteren und der Schipoter Schichten ist auf eine Verwerfung von localer Bedeutung zurückzuführen, zumal sonst diese Bildungen ringsherum in der Umgebung stets in concordanter Schichtenstellung aufeinanderfolgen.

Die Schipoter Schichten, welche in dem obigen Aufschlusse zu Tage treten, laufen in Gestalt einer steinigen, niedrigen Felsmauer quer über den Trotusfluss fort. Es halten dieselben das in diesem Theil des Trotusbettes constant herrschende nordwestliche Streichen ein (Fallen SW, unter 20°—35°).

Noch einige hundert Schritte weiter nach Osten, längs dem südlichen Flussufer, tauchen Schipoter Schichten in untergeordneten Lagen wiederholt als Einschaltungen innerhalb der mürben Sandsteine und Schiefer auf (Fallen 20° nach SW bis SW 10° W).

In grösserer Entfernung von dem Schipoter Schichtenwall gegen Osten hin tritt schliesslich dickbankiger Tisești-Sandstein auf. An der nördlichen Thalseite tritt diese Felsart zuerst am Ausgang der von der Primarie zum Trotusfluss nach Süden hinführenden Gasse hervor, und zwar mit Einschaltungen von schwarzem dysodilartigen

Schiefer. Das Streichen ist an dieser Stelle N 10° E (10°), Fallrichtung westlich, Fallwinkel 15—25°.

Von da an thalabwärts bis jenseits der Kirche Răducanu und der Brücke „Podu de la Răducanu“, ist das Trotușbett ausschliesslich in Menilitschiefern und Tisesti-Sandsteinfelsen ausgenagt. Es ist dies ein fast 1 *km* langes Querprofil von westlich fallenden Schichten, welche eine ostwärts überkippte Synklinale beschreiben. In der Mitte dieser Strecke ist eine bedeutende Abnahme der Grösse des Fallwinkels, zumal am felsigen nördlichen Steilufer deutlich bemerkbar (Fallen nur 6—10°). Dabei sind gerade an dieser als Synklinalmitte vorauszusetzenden Stelle dünnschichtige, mürbe Tisesti-Sandsteine und Schiefer, im Ganzen etwa 50—100 *m* mächtig, entwickelt. Es ist dies das oberste stratigraphische Niveau innerhalb der hiesigen Menilitschiefergruppe. Der Ostflügel der Synklinale ist zwischen der Kirche Răducanu, der neuen Fahrbrücke und der alten Fahrbrücke („Podu de la Răducanu“) gelegen. Derselbe ist merklich steiler nach Westen geneigt als der Westflügel (obiger Aufschluss am Ausgang der Gasse, welche von der Primarie von Târgu-Ocna nach dem Trotusfluss führt. Auch ist am Ostflügel der massige Tisești-Sandstein bei weitem mächtiger entwickelt, als ob dieser L i e g e n d schenkel der Synklinale im Unterschiede zu ihrem Hangendschenkel den Vortheil hätte, dass auf dem letzteren die Schichten ausgewalzt wären. Im Ganzen dürfte der massige Tisești-Sandstein des östlichen Muldenschenkels eine Mächtigkeit von beiläufig 50 *m* aufweisen. An colossalen felsigen Pfeilern dieser dickbankigen Felsart unter der Răducanu-Kirche ist die Schichtung in Folge von wohlausgebildeten, einander parallelen Clivage-Flächen kaum erkennbar. Der Fallwinkel vergrössert sich innerhalb des östlichen Muldenschenkels in c o n s t a n t e r Weise in der Richtung nach Osten hin, so dass er bei der Kirche Răducanu bereits 40°, östlich von derselben 48° und schliesslich bei Podu de la Răducanu, in einem Wegeinschnitte nördlich von dieser Brücke 50—60° beträgt.

Das Streichen der Schichten ist dabei auch hier ein nordwest- bis nord-nordwestliches, d. h. unterhalb der Răducanukirche fast dem Flusse parallel.

Unmittelbar im Osten der Răducanu-Fahrbrücke folgt eine kurze Strecke von Flachufern ohne Entblössungen. Dieselbe fällt sichtlich den mürben Fischschiefern und dem dünnschichtigen Tisești-Sandstein zu. Etwa 100 *m* unterhalb der Răducanubrücke ist am südlichen, sonst verdeckten Flachufer eine kaum einige Meter breite, antiklinale Falte dieses Sandsteins dicht neben dem Flusse zu sehen. (I. Fallen steil nach W 10° S an ihrem westlichen Schenkel; II. Fallen steil E 30° S an ihrem Ostflügel.) Es ist möglich, dass diese Falte nicht secundär ist, sondern bereits dem mittleren Kern jenes Primärsattels entspricht, welcher ostwärts mit der obigen Synklinale von Târgu-Ocna benachbart ist.

Dicht östlich von dieser Stelle sind am Flachufer bereits einzelne mindermächtige Bänke der Schipoter Facies zu bemerken.

Das Flachufer gelangt sodann sogleich zum Abschluss, indem sich zu b e i d e n Seiten des Flusses steile Felsen von Schipoter

Schichten erheben. Es ist dies ein 30—40 *m* breiter Gesteinszug, welchem auch eine mitten im Flusse inselförmig aufragende Felsenkuppe angehört. Die letztere ist bereits von der Răducanubrücke aus zu sehen. Es streicht dieser Schipoter Zug nach N 10° W, so dass im Norden der Stadt Ocna der unten zu besprechende Petricica-Hügel auf seine geradlinige Fortsetzung entfällt. Die Schichten dieses Gesteinszuges sind überdies stark geknickt und bieten sich petrographisch als schwärzliche, weisslich anlaufende, thonig-kieselige Gesteine dar, welche dünnplattig sind und zum Theil in ebensolche Kieselmergel und -Kalke mit Hornsteinknollen übergehen. Unter Bezugnahme auf all' die voranstehenden Daten hat die überaus steile westliche Neigung der besagten Schipoter Schichten als ein Anzeichen zu gelten, dass die letzteren fast der Medianzone eines Sattels angehören, welcher von Osten her an die Synklinale von Târgu-Ocna angrenzt. Umso auffälliger ist es, dass unmittelbar an diese Schipoter Schichten sich von Osten her das subkarpathische Miocän anlegt.

Dasselbe beherrscht die Steilufer des Trotuşflusses, thalabwärts auf Distanz von mehreren Kilometern. Es sind dies die von mir früher als Onesti'er Schichten aus dieser Gegend beschriebenen Bildungen, ein aschgraues, thonig-mergeliges Schiefersystem mit Gyps- und mürben Sandsteinbänken. Die Grenze dieser Salzthonschichten gegen den obigen Schipoter Schichtenzug ist durch eine Verwerfung gegeben, welche am südlichen Flusssteilufer deutlich entblösst ist. Die Grenzbänke des Schipoter Systems sind als Menilitschiefer mit Menilit entwickelt. Zerrissene Ueberbleibsel einer ausgewalzten Menilitschieferbank füllen die Verwerfungsspalte aus.

Unmittelbar in der Nähe des Schipoter Schichtenzuges fallen die Salzthonschichten sehr steil (80°—88°) nach Westen oder aber senkrecht ein, so dass die letzteren an die ersteren wahrscheinlich durch Nachfaltung concordant angelagert sind.

Die südliche Thalseite des Trotuşflusses gegenüber von Târgu-Ocna.

Bevor man die voranstehenden Daten zu reasumiren hätte, wäre noch die südliche Hochterrasse des Trotuşflusses von Tiseşti bis Gura Slanic zum Vergleiche herbeizuziehen.

Am Steilrande der Hochterrasse (Profil Fig. 1, Taf. XVII) streichen folgende Schichtenglieder aus (von Osten nach Westen):

1. Miocäne Salzformation.
2. Schipoter Schichten als Fortsetzung jenes Zuges dieser Gesteinsgruppe, welcher das Trotuşbett unterhalb der Răducanubrücke verquert.
3. Menilitschiefer mit dünnschichtigem Tiseşti-Sandstein (50 bis 80 *m*). Dieselben sind zu beiden Seiten des Păriul Podiei bei der Biserica la Sfnt. Gheorghie entblösst. Fallen steil nach WWS.
4. Die vorigen Schichten mit vereinzelt eingeschalteten Lagen von dickbankigem Tiseşti-Sandstein.
5. Massiger Tiseşti-Sandstein, mehrere Meter mächtig, als Fortsetzung der Felsen bei der Kirche Răducanu, welche den steilen Ostflügel der Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna repräsentiren.

Tischebene Clivageflächen sind unter 5° nach E 20° S (7^h 5°) geneigt, während die Schichten unter 70° nach W 20° N (19^h 5°) einfallen.

6. Dünnschichtiger Tisesti-Sandstein, abwechselnd mit Menilitschiefer, welcher Platten von beinahe glasigem Sandstein führt: etwa 20 *m* mächtig, an der westlichen Böschung des in die Hochterrasse eingeschnittenen Păriul Scorlei anstehend.

Im Hintergrunde dieser Schlucht zeigen diese Schichten fast westliches Fallen. Hingegen an der Mündung der Schlucht stellt sich eine süd-südwestliche Fallrichtung ein, in Uebereinstimmung mit dem local abweichenden, nordwestlichen Streichen der Schichten im Trotusbette bei Târgu-Ocna.

7. Dickbankiger Tisesti-Sandstein, wenige Meter mächtig.

8. Menilitschiefer, nach oben in gebänderte Hornsteinlagen mit 1 *cm* dicken Einschaltungen von grünlichem Thon und 1 *dm* dicken Zwischenschichten von beinahe glasigem Sandstein übergehend 10—15 *m*). Darüber folgt eine Lage von chocoladefärbigem Kieselmergel. Seine je 1 *dm* dicken, sehr deutlich ausgebildeten Schichten wechseln mit ebensolchen Lagen von etwas mehr dickschieferigem Kieselmergel (Schipoter Schichten). Mächtigkeit etwa 10 *m*.

9. Tisesti-Sandstein und Sand, 10—20 *m*; als Fortsetzung des dickbankigen Tisesti-Sandsteins, welcher im Trotusbette unterhalb der Primarie von Târgu-Ocna auftaucht und als Hangendschenkel der Synklinale von Târgu-Ocna sich darbietet. Rundbuckelige Verwitterungsformen.

10. Verdeckt etwa 100—200 *m*.

11. Dort, wo der Steilrand nach Süden abbiegt, um sich dem Slanicbache zuzuwenden (bei *c* im Profil Fig. 1, Taf. XVII), steht auf der Höhe desselben ein lichter, harter, überaus feinkörniger Kalksandstein an (Târgu-Ocna'er Schichtengruppe). Quarzkörner sind allseitig von einer weissen Kalkgrundmasse umhüllt. Eine eigenthümliche, grosskrummschalige Absonderung schreitet mit Hornsteinausscheidungen in der Gesteinsmasse einher. Fallen 30° nach W bis W 10° S (18^h—17^h 5°.)

Bergab zum Slanicbache gehend, kann man an der Steilböschung unterhalb des obigen Aufschlusses noch Folgendes sehen:

12. Lose liegende Scherben von hartem, splitterigen, lichten Kalkmergel mit Fucoiden. (Gleichfalls Vertreter des Târgu-Ocna'er Schichtensystems.)

13. Grünliche und röthliche Schieferthone mit Kalksandsteinplatten und mit dünnen Zwischenschichten von grünem Brecciensandstein. Mehrere Meter.

Diese Schichten treten als südliche Fortsetzung der bunten Mergel mit Hieroglyphensandstein auf, welche im Trotusbette nächst der Mündung des Slanic und des Vălcicabaches anstehen.

Auch sind die nämlichen Schichten in Strassengräben, gleich östlich von der Brücke am Slanicbache („Podu Slanicului") entblösst, und zwar mit Fallen unter 35° nach W.

14. Schliesslich erscheinen am Fusse der besagten östlichen Steilböschung des Slanicthales bereits bei den ersten Häusern von Gura Slanic, etwa 100—200 *m* südlich von der Fahrstrasse nach dem

Badeorte Slanic, graue, sandige, mergelige Schieferthone, welche mit ebensolchen mürben Mergelsandsteinen und mit dünnen Platten von lichtem, harten Kalkmergel alterniren (Salzthonfacies der Târgu-Ocna'er Schichten, vergl. pag. 591).

Die aus den voranstehenden Beobachtungen über das Trotuşbett bei Târgu-Ocna sammt seiner südlichen Hochterrasse sich ergebenden Schlussfolgerungen können übersichtlich zusammengefasst werden wie folgt [1]):

1. Der Menilitschieferzug von Târgu-Ocna stellt eine grosse, schief nach Osten überkippte Synklinale dar.

2. Der Ostschenkel der Synklinale ist sehr steil, hingegen der überkippte Westschenkel nur mässig nach Westen geneigt. Der Synklinalkern ist am Tage keineswegs durch östlich fallende Schichten, wohl aber durch das geringste Ausmass der westlichen Neigung der Schichten ausgedeutet.

Letzteres ist der Fall sowohl im Trotuşbette, als auch auf der südlichen Hochterrasse dieses Flusses.

3. An der Stelle, wo sich der Ostschenkel der Synklinale immer mehr und mehr in die Höhe hebt (Fallwinkel 70—80° bei der Kirche in Tiseşti), um den Uebergang zu einer Antiklinale herzustellen, ist derselbe durch eine steile Verwerfungsfläche abgeschnitten, welche den Anschluss des Oligocänen an die miocäne Salzformation des karpathischen Aussenrandes vermittelt.

4. Es lehnt sich demzufolge die miocäne Salzformation an jene Schichtengruppe des Menilitschiefer-Systemes an, welche innerhalb desselben in unserer Gegend das tiefste stratigraphische Niveau einnimmt. Es ist dies die Gruppe der Schipoter Schichten.

Der Flyschrand zwischen Târgu-Ocna und Grozesti.

a) Vf. Chichilău (533 *m*) und Păriul Strigoiului (Otarului) bei Tiseşti [2]).

Auf der Höhe des Chichilăuberges herrscht massiger Tiseşti-Sandstein (einzelne Schichten bis 8 *m* dick). Lose liegend kommen auf der Bergspitze auch Scherben von dünnplattigem Sandstein mit Hieroglyphen. Der letztere unterscheidet sich petrographisch von dickbankigem Sandsteine nicht. Die Schichten fallen etwa unter 40° nach W 20° N (19^h 5°) ein. In östlicher Richtung, in das jenseits vom Chichilăuberge eingeschnittene Thal (P. Strigoiului vel Otarului) hinabsteigend, welches nordwärts in das Trotuşthal mündet, schreitet man noch bei einer Höhe von 50—100 *m* unterhalb der Bergspitze über Schichtenköpfe des massigen Oligocänsandsteins hinweg (Fallen unter 40—45° nach W 25° N). Bergabwärts beginnen sich nunmehr immer häufiger und häufiger sandige Einschaltungen zwischen dicken Bänken des festen Sandsteines einzustellen. Die letzteren verlieren

[1]) Hiezu Profil Fig. 1, Taf. XVII.

[2]) Profil Fig. 2 auf Tafel XVI, und zwar Ostabschnitt des Profiles. (Westabschnitt: oben pag. 587—593.)

gleichzeitig an Mächtigkeit, bis man es schliesslich blos mit 4—5 *dm* dicken Schichten von petrographisch stets gleichem Sandstein zu thun hat.

Dieses dünnschichtige Gestein alternirt mit Lagen von grünlichem fetten Thon (1—2 *dm*) und von Sand. Indem gegen das Liegende zu die thonigen Einlagerungen etwas stärker werden, schalten sich dieser thonig-sandigen Schichtenreihe dunkle, chocoladefärbige oder grünliche Schiefer ein, welche papierdünn spaltbar sind.

Die Schiefer führen nur ganz dünne (1 *cm*) Sandsteinbänder, allein noch immer vom petrographischen Typus des Tisesti-Sandsteines. Das Fallen wurde bei den Schiefern bereits mit 75° gemessen, wobei die Fallrichtung auch hier stets eine westliche (W bis W 5° S) ist.

Es folgt bergabwärts ein verdecktes Gehänge (etwa 50—100 *m*), worauf man in Wassereinschnitten, nahe dem Thalboden des Păriul Otarului, auf Salzthonfacies zu stossen kommt.

Es sind ihre gewöhnlichen Sedimente, und zwar thonige, aschgraue Mergelschiefer, dünnschichtige, sehr feinkörnige, glimmerige Mergelsandsteine von der gleichen oder aber von gelblicher Farbe, dünne Lagen von Fasergyps u. s. w. in wechselnder Reihenfolge. Die feinkörnigen Sandsteine weisen zum Theil eine typisch „strzolka“-artige Krummschaligkeit auf. Grobkörnige Sandsteine mit grossblättrigem Glimmer führen viele verkohlte Pflanzenspuren.

Das Streichen dieser Bildungen ist ein nord-nordöstliches, zwar zumeist N 10—20° E (10^0—1^h 5°), seltener aber NE—NE 5° E (3^h—3^h 5°).

Entlang dem Bacheinrisse, welcher in den Thalgrund einschneidet, sind dabei die Salzthonschichten bald nach Osten, bald aber nach Westen geneigt, je nachdem der Lauf des Baches nach Osten oder nach Westen bogenförmig abbiegt (Antiklinale, vergl. Profil Taf. XVI, Fig. 2).

Auf der Ostseite des Thales ist somit die Fallrichtung eine östliche. Der Fallwinkel beträgt 20—80°. Durch sanfte Neigungen (20°) scheint die Medianzone zwischen den Gebieten der entgegengesetzten Fallrichtung gegeben zu sein.

Will man den unmittelbaren Contact der Salzthonfacies mit dem Oligocän aufsuchen und begibt man sich zu diesem Zwecke längs des Păriul Otarului thalaufwärts, tauchen plötzlich die Salzthonschichten unter den Thalboden hinab, etwa an der Stelle, wo der letztere durch die Côtenlinie von 400 *m* gekreuzt wird. Dicht daneben erscheinen an den Steilböschungen oberhalb des Baches, wie auch im Bachbette selbst, Menilitschiefer. Der Abstand der durch verdeckte Stellen getrennten Aufschlüsse der Salzthone einerseits und der Menilitschiefer andererseits, ist dabei nur auf wenige Meter zu bemessen. Die Menilitschiefer fallen an diesen Stellen unter 20 bis 80° nach W 10—20° N (18^h 10°—19^h 5°).

Als Einlagerungen erscheinen mitten in diesen Schiefern, nahe an ihrer Grenze gegen die Salzformation, nicht nur dünnplattige, kalk- und glimmerfreie Tisesti-Sandsteine, sondern ausserdem kleinkörnige, tuffige, grünlich gefärbte, mürbe Gesteine, welche als Anklänge an die in anderen Ortschaften die Menilitschiefer unter-

teufenden Schichten von Târgu-Ocna sich darbieten und namentlich an das grüne Breccienconglomerat dieser Schichten erinnern.

Im obersten Theile des Thales dauern die Menilitschiefer an dessen Steilböschungen etwa bis zur Côte von 480—490 *m* an. An einem bis zu dieser Höhe aufragenden Bergvorsprunge, welcher von der westlichen Thalseite (von Poiana Scolei) ausläuft, um mit steilen Böschungen zum Bachbette des Păriul Otarului abzustürzen, zeigen die chocoladefärbigen, mit rostfärbigem, dünnplattigen Tiseşti-Sandstein alternirenden Menilitschiefer ein ost- 30° nördliches (4^h) Fallen unter 35° (Medianzone unserer Antiklinale).

Oberhalb der Isohypse von 480—490 *m* ist der halbkreisförmige Thalursprung ringsherum durch Aufschlüsse und Spuren des oberen massigen Tiseşti-Sandsteines charakterisirt. Die nach dieser Gegend hin südwärts fortstreichende Medianzone der Antiklinale des Păriul Otarului blieb hier, am Ursprunge des Thales, bis auf diesen hangenden Oligocän-Sandstein erhalten, während hingegen in der Tiefe dieser Schlucht der Antiklinalkern durch Erosion bis zu den das Oligocän unterteufenden Salzthonschichten aufgerissen erscheint.

An die ostwärts fallenden Schichten, welche in der geschilderten Medianzone unserer Antiklinale den Ostschenkel der letzteren repräsentiren [1]), schliesst sich weiter gegen Osten zu ein breiter Zug von westwärts fallenden Melinitschieferschichten an. Es dürfte dies der Ostschenkel unserer Antiklinale sein, welcher ausserhalb der Medianzone derselben westwärts überkippt wäre [2]).

Anderenfalls bliebe die in dem gegebenen Falle sehr wenig plausible Vermuthung übrig, dass die besagte Antiklinale dicht im Osten ihrer Medianzone mittelst streichenden Faltenbruches auf den Hangendschenkel einer anderen ostwärts benachbarten Antiklinale hinübergreift. Alsdann würden unsere westwärts fallenden Schichten dieser letzteren angehören.

Dieselben nehmen die ganze östliche Wasserscheide des Păriul Otarului, d. h. den steinigen Felsenrücken Pietricica (Karte 1 : 20.000) für sich in Anspruch.

Der Höhenrücken Pietricica verläuft bogenförmig in nordöstlicher Richtung zwischen zwei in dieser Richtung zum Trotuş mündenden Thälern (Păriul Otarului und Păriul Boghii). Auf den Ost- und Nordostfuss des Pietricicahügels entfällt die äussere Westgrenze des subkarpathischen Miocän gegen den Flysch. Nun ist dieser Höhenrücken in seinem südlichen Theile aus Menilitschiefern und dünnschichtigem Tiseşti-Sandstein aufgebaut. (1. Neigung unter 45° direct nach Westen, an einer Stelle, wo der genannte Sandstein ziegelroth gefärbt ist, und welche süd-südöstlich von Vf. Chichilău liegt; 2. Neigung unter 60° nach W 30° S, an einer etwa 100 *m* weiter nordwärts am Bergrücken gelegenen Stelle.) Hingegen fällt

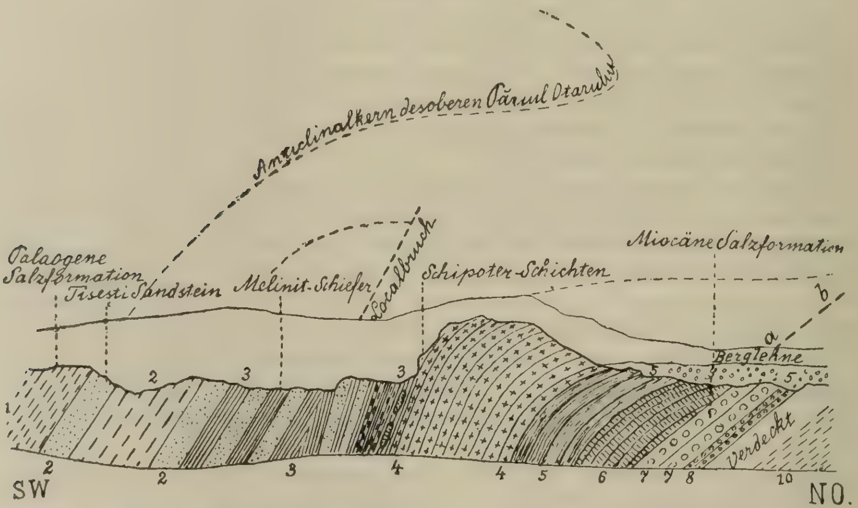
[1]) Bei *g* im Profil Fig. 2, Taf. XVI.
[2]) Bei *h* im Profil Fig. 2, Taf. XVI.

der nördliche Theil des Pietricica einem mächtigen Zuge von Schipoter Schichten zu (Neigung unter ? 30° nach W 20° N bei ⌖ 459 *m*).

Die Lagerung der Menilitschiefer auf den Schipoter Schichten wäre als überkippt anzunehmen, sobald diese westlich abdachenden Gesteinsserien als an der Antiklinalbildung des westwärts benachbarten Păriul Otarului betheiligt zu gelten hätten. Denn die Menilitschiefer befinden sich näher der Antiklinalaxe des Păriul Otarului als die Schipoter Schichten.

Entlang dem genannten Schipoter Schichtenzuge nach Norden gehend, gelangen wir zu dem unteren Theil des Păriul Otarului. Da nämlich dieses fast südnördliche Thal kurz vor seiner Mündung eine beinahe östliche Richtung annimmt, wird es an dieser Stelle von dem-

Fig. 16.



Nordwestliches Steilufer in Păriul Otarului an der Grenze zwischen dem Flysch und dem Miocän.

Die Zahlen 1—10 beziehen sich auf die im Texte angegebene Schichtenfolge; *a b* = streichender Sattelbruch an der Grenze gegen das Miocän. — Im Profil ist Berglehm und darunter Flussschotter der Hochterrasse veranschaulicht.

selben Schipoter Schichtenzug durchkreuzt, welcher weiter gegen Süden zu seine östliche Wasserscheide beherrscht.

Der Aufschluss der Menilit- und Schipoter Schichten in der Tiefe des Thales bietet grosses Interesse dar.

Von Südwesten nach Nordosten treten an dem betreffenden Abschnitt der Steilböschung des Baches folgende Bildungen nacheinander auf (vergl. die obenstehende Textfigur 16):

1. Palaeogene Salzthonfacies. Es sind dies dieselben mergelig-sandigen Schichten, welche wir von dieser Stelle angefangen bis zum oberen Theil des Păriul Otarului verfolgten und dortselbst als Liegendes der Oligocänstufe, als p a l a e o g e n e n A n t i k l i n a l k e r n, kennen lernten.

2. Ganz dieselben Schichten, indessen mit einigen bis 1 *m* dicken Zwischenschichten von typischem Tisesti-Sandstein, wobei hier, nach der an Ort und Stelle verzeichneten Auffassung des Sachverhaltes, ziemlich deutliche Anklänge zu jenen petrographischen Uebergängen zwischen palaeogener Salzthonfacies und der Menilitschiefergruppe vorliegen, welche z. B. am Monachiaberg bei Solonţu typisch entwickelt sind [1]).

3. Alternirende, etwa 20 *m* mächtige Reihenfolge von Tiseşti-Sandstein, von Mergeln, sowie von Menilitschiefern. Zuletzt ist es typischer, sogenannter Menilitschiefer mit ausschliesslich dünnplattigem Tiseşti-Sandstein. Streichen N 10° E. Fallen steil westlich.

Mitten zwischen diesen Schichten ist eine ebenso steil nach Westen geneigte Bruchfläche unterscheidbar, an welcher die Neigungsverhältnisse der beiderseitigen Schichten unbeirrt bleiben. Eine Bank von hartem kieseligen Sandstein, welche den Menilitschiefern eingeschaltet erscheint, ist in gesonderte, reihenweise mitten im Schiefer stecken gebliebene Stücke auseinandergezerrt.

4. Schwarze, dünnplattige Hornsteinschichten, vielleicht 30 *m* mächtig. Streichen N 10° E. Fallen unter 70° nach W.

5. Papierdünne Menilitschiefer mit Platten von beinahe glasigem Sandstein, etwa 10 *m*.

6. Dunkle, bläulich anlaufende, jaspisähnliche, kieselige Mergel; dünnplattig; etwa 2 *m*.

Diese dreierlei Bildungen stellen sich als unmittelbare Fortsetzung der Schipoter Schichten des obigen Pietricicahügels dar. Da sich diese dreierlei Bestandtheile des Schipoter Schichtenzuges nicht zweimal in entgegengesetzter Reihenfolge wiederholen, kann derselbe nicht an und für sich als selbstständiger Sattelaufbruch aufgefasst werden. Vielmehr ist dieser Gesteinszug einem Antiklinalschenkel untergeordnet.

Sehr bemerkenswerth ist es, dass das steile westliche Einfallen der Schipoter- und Menilitschichten ausschliesslich in der Tiefe der Schlucht zu beobachten ist. Auf der Höhe der Terrasse, zu beiden Seiten der Schlucht, sind die nämlichen Schichten, welche im Bachbette unter 70° nach Westen fallen, kaum unter 10° nach Westen geneigt. (Siehe Textfigur 16.)

Die in Rede stehenden Schipoter Schichten verrathen sich auf der Höhe der Terrasse, noch im Norden des Păriul Otarului, als eine selbstständige Terrainwelle, welche trotz ihrer mantelförmigen Berglehmdecke leicht erkennbar ist. Entgegengesetzt zu den meisten anderen Vorkommnissen der Schipoter Schichten sind die obigen des Păriul Otarului nicht geknickt.

7. Dickbankiger, grobkörniger, sehr glimmeriger Sandstein, vom Typus der üblichen „Salzthon“-Einschaltungen, etwa 10 *m*.

An der Grenze dieses Sandsteines gegen die obigen, concordant darüber aufgebauten Schipoter Schichten war keine Spur von Lagerungsstörung zu bemerken.

[1]) Vergl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 243.

Sonst bot sich aber gar kein Anhaltspunkt, um die Frage zu entscheiden, ob der gegebene Sandstein der palaeogenen oder aber der miocänen Salzformation zuzuzählen ist.

8. Derselbe Sandstein in dünnen Schichten, etwa 2 *m*.

9. Verdeckt, etwa 10 *m*.

10. Aschgraue Mergelschiefer und ebensolche Sandsteine mit Gypsbänken. Streichen z. B.: N 10—15° W; Fallen westlich z. B. unter 85°. Mächtigkeit anscheinend sehr gross.

Wenn nicht in den Contact zwischen dem grobkörnigen Sandstein und den Schipoter Schichten, so doch in die obige verdeckte Böschungsstrecke muss die Westgrenze der miocänen Salzformation verlegt werden, zumal die zuletzt erwähnten Mergelschiefer entschieden dem Miocän angehören.

Es ergibt sich dies aus dem unmittelbaren räumlichen und stratigraphischen Zusammenhange dieser Mergel mit dem nachweislichen subkarpathischen Miocän.

Dem letzteren fällt von da an der ganze Unterlauf des Păriul Otarului zu. Dabei bildet die miocäne Salzformation auch hier zahlreiche kleine (10—100 *m*) Antiklinalen. Zwischen dem Schipoter Schichtenzuge und der Mündung unseres Thales gibt es etwa 4—5 solcher Sättel. Dieselben sind mehr oder weniger überkippt. Einige von diesen Antiklinalen scheinen zungenförmig nach Osten ausgezogen zu sein. An den betreffenden Stellen beschreiben die Schichten senkrecht orientirte Bogenlinien, deren offene Seite stets ostwärts gekehrt ist, so dass ein überkippter, zungenförmiger Luftsattel hinzugedacht werden muss.

Da die geologischen Verhältnisse des Păriul Otarului sammt seinen beiderseitigen Wasserscheiden (P. Pietricica und Vf. Chichilău) in mancher Hinsicht lehrreich, indessen nicht leicht zu deuten sind, mögen die thatsächlichen Stützpunkte, welche für die Auffassung derselben massgebend sind, hier übersichtlich zusammengefasst werden.

Der Unterlauf des Păriul Otarului liegt im Gebiete der neogenen Randzone der Bacau'er Karpathen und fällt der miocänen Salzformation zu. Die letztere gelangt an einem mehrere Meter breiten Schipoter Schichtenzuge zum Abschlusse, durch welchen das besagte Thal verquert wird, und dessen südliche Fortsetzung auf die östliche Wasserscheide von Păriul Otarului (P. Pietricica) entfällt. Jenseits des Schipoter Schichtenzuges, an seiner Westseite, taucht von Neuem Salzformation längs des ganzen Oberlaufes von Păriul Otarului auf. Westlich von der letzteren breitet sich schliesslich auf der jenseitigen Wasserscheide des Păriul Otarului die mächtige Menilitschieferscholle von Vf. Chichilău aus. Im Allgemeinen fallen alle diese Schichten, und zwar die Salzformation zu beiden Seiten des Schipoter Schichtenzuges, dieser letztere selbst, wie auch die Menilitschichten am Chichilăuberg, westlich ein. Von vorneherein könnte der Chichilăuberg als Flyschrand erscheinen, während der Schipoter Schichtenzug einen Sattelaufbruch inmitten der miocänen Salzformation darstellte, welche im Westen

dieses Gesteinszuges buchtenförmig in die Gegend des Oberlaufes von Păriul Otarului hineingreifen würde.

Dem gegenüber ergab es sich, dass am oberen Ursprung des Păriul Otarului der Schipoter Schichtenzug des Pietricicahügels mit der Menilitschieferscholle des Chichiläuberges zusammentritt, und dass beide, westlich abdachend, sich über der Salzformation des Oberlaufes von Păriul Otarului nach Art eines überkippten Antiklinalgewölbes zusammenschliessen. Die Medianzone des letzteren ist durch östliche Neigung der Schichten gekennzeichnet. Als der zugehörige Antiklinalkern bietet sich die Salzformation am Oberlauf des Păriul Otarului dar. Nicht nur ist die Ueberwölbung dieser Salzformation durch den Menilitschiefersattel direct zu beobachten, sondern es beschreiben die Schichten derselben ihrerseits einen correlativen Antiklinalbogen. Danach ist die Salzformation, welche im Westen unseres Schipoter Schichtenzuges concordant an denselben sich anschliesst, als palaeogen anzusprechen. Nebenbei ist dieselbe mit den die Schipoter Facies begleitenden Menilitschiefern durch petrographische Uebergänge verknüpft, ohne indessen irgendwie petrographisch von der miocänen Salzformation zu differiren, was aber nirgends anders der Fall ist.

Eine andere, nicht minder wichtige Eigenthümlichkeit der Antiklinale des oberen Păriul Otarului besteht darin, dass ihr östlicher Liegendschenkel (P. Pietricica) in stratigraphischer Hinsicht mit ihrem Hangendschenkel (Vf. Chichilău) nicht ganz übereinstimmt. Erstens erscheinen am Liegendschenkel ausser Menilitschiefern auch noch Schipoter Schichten, welche mehrere Meter mächtig sind und welche hingegen im Hangendschenkel nicht vertreten sind. Wenigstens wurden von mir an den betreffenden Stellen am Ostfusse von Vf. Chichilău nirgends eigentliche Schipoter Schichten beobachtet.

Zweitens fällt es auf, dass am Hangendschenkel eine untere und eine obere Menilitschieferstufe unterscheidbar ist, wovon die letztere durch überaus mächtige Entwicklung des dickbankigen Tisești-Sandsteines gut charakterisirt ist. Im Vergleich zu dieser einige hundert Meter mächtigen Schichtenserie des Chichiläuberges wären am Liegendschenkel (P. Pietricica) blos die tiefsten Schichten der unteren Menilitschieferstufe ausgebildet. Vom dickbankigen Tisești-Sandstein, welcher bei normalen Verhältnissen den Schipoter Schichtenzug des Liegendschenkels ostwärts unterteufen sollte, ist im Osten dieses Gesteinszuges thatsächlich keine Spur vorhanden.

Nun könnte bezüglich der ersteren Eigenthümlichkeit der Antiklinale des oberen Păriul Otarului wohl angenommen werden, dass die Schipoter Schichten sich darum auf ihren östlichen Liegendschenkel beschränken, weil sie sich westwärts auskeilen. Allein eine solche Vermuthung wäre mit Bezug auf den oberen Tisești-Sandstein ganz unzulässig, zumal derselbe ringsherum im untersuchten Gebiete nicht mehrere, sondern einige hundert Meter mächtig ist und nachweislich sich in dieser Gegend nicht auszukeilen pflegt.

Da die Schipoter Schichten des Liegendschenkels ostwärts nicht vom oberen Tisești-Sandstein begleitet erscheinen, sondern man nach dieser Richtung hin das Gebiet der subkarpathischen miocänen Salz-

formation betritt, muss vorausgesetzt werden, dass die Antiklinale des oberen Păriul Otarului dicht im Osten ihrer Medianzone einen streichenden Faltenbruch aufweist und mittelst desselben auf das Miocän hinaufgeschoben sei. Der Liegendschenkel ist, soweit er zwar der Hauptsache nach, dem Tisesti-Sandstein angehört, gänzlich verdrückt.

Den Schipoter Schichten des Liegendschenkels ist das Miocän zufolge von Nachfaltung concordant unterlagert.

Sollte der obige grobkörnige, glimmerige Sandstein, welcher unmittelbar diese Schipoter Schichten unterteuft, nicht bereits als Miocän gelten, so könnte derselbe entweder auf eine Einschaltung von palaeogener Salzthonfacies im Hangenden der Schipoter Schichten zurückgeführt werden, und zwar nach Analogie der noch zu besprechenden Schichtenfolge von Vf. Muncelu bei Mosoare, oder aber müssten die palaeogene Salzformation im Westen des Schipoter Schichtenzuges einerseits und der ostwärts auf den letzteren folgende glimmerreiche Sandsteine andererseits zwei verschiedenen, mittelst streichenden Sattelbruches übereinander geschobenen Antiklinalen zugewiesen werden können. Dieser im Gegensatz zu dem vorigen zweifelhafte, streichende Sattelbruch verliefe gleich im Westen des Schipoter Schichtenzuges. Von Westen nach Osten fortschreitend, hätte man die nachstehende Reihenfolge von westlich abdachenden Schichten zu gewärtigen:

1. Obere Menilitschieferstufe am Chichiläuberg.
2. Untere Menilitschieferstufe am Ostfusse dieses Berges.
3. Palaeogene Salzformation am Oberlauf des Păriul Otarului.
4. Der streichende Sattelbruch entfiele gleich östlich von der letzteren und von den in ihrem Hangenden ostwärts geneigten Menilitschiefern, durch welche die Medianzone der Antiklinale des oberen Păriul Otarului angedeutet ist.
5. Oestlich von dieser Bruchfläche gäbe es keine obere Menilitschieferstufe, was eben gegen die Annahme der ersteren spricht. — Vielmehr möchte sich im Osten der Bruchfläche nur die untere Menilitschieferstufe (Schipoter Schichten), sowie
6. die palaeogene Salzformation (d. h. der obige glimmerreiche Sandstein) von Neuem wiederholen.

Nachzuweisen wäre diese, wie gesagt, wenig plausible Vermuthung nicht einmal durch etwaige eocäne Fossilfunde im besagten glimmerführenden Sandsteine, da alsdann immerhin noch die zweite, oben erwähnte Eventualität übrig bleiben würde.

Schliesslich ist es aber nebensächlich, ob die Antiklinale des oberen Păriul Otarului in der obigen Art und Weise in kleinere Sättel zergliedert ist, welche letztere ihrerseits dem Gesetze der Schuppenstructur untergeordnet wären. Das vorbesprochene Verhalten dieser Flyschrand-Antiklinale gegenüber dem subkarpathischen Miocän bleibt eine Thatsache.

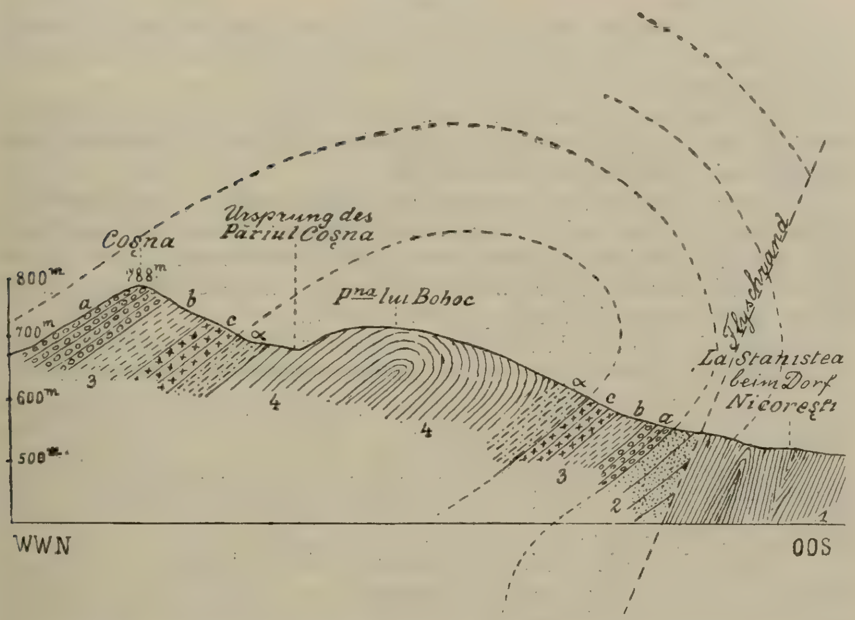
b) Der Flyschrand bei Vf. Coşna.

Der Berg Coşna (788 *m*) liegt dicht am Ostrande des viel erwähnten synklinalen Menilitschieferzuges, welcher über Magura 717 *m*

und das Lesunțagebirge bei Grozesti in nordsüdlicher Richtung fortstreicht.

Dieser randlichen Lage des Coșnaberges gemäss ist derselbe aus untersten Schichten der Menilitschiefergruppe zusammengesetzt. Auf der höchsten Bergspitze (vergl. die beifolgende Fig. 17) steht:

Fig. 17.



Querprofil des Flyschrandes zwischen dem Coșnaberg und dem Dorfe Nicoresti.

1. Miocäne Salzformation.
2. Obere Abtheilung der Menilitschieferstufe. (Tisești-Sandstein.)
3. Untere Abtheilung der Menilitschieferstufe (*a* dünnschichtiger Tisești-Sandstein, *b* Menilitschiefer, *c* Schipoter Schichten).
4. Schichten von Târgu-Ocna (*α* Fucoidenmergel).

1. dünnschichtiger Tisești-Sandstein an, welcher nach W 15° S (17h) unter 30° abdacht. Derselbe ist etwa 100 *m* mächtig entblösst. — An der östlichen Böschung der Coșna-Bergspitze, am Wege zur Poiana lui Boboc, sieht man noch immer den obigen Sandstein, sowie ausserdem Menilitschiefer ausstreichen, worauf als Liegendes dieser Schichten folgende Bildungen erscheinen:

2. Menilitschiefer mit kieseligen Schipoter Mergeln, etwa 50 *m* mächtig, nach W 25° S (17h 10°) unter 32° einfallend.

3. Fucoidenmergel der Târgu-Ocna'er Gruppe, concordant unter den Schipoter Schichten gelagert.

4. Verdeckt 100—200 *m*.

5. Aufschluss im Osten des Coşnaberges, am oberen Ursprung des Păriul Coşna; grünliche Schieferthone mit Kalkmergel- und Sandsteinplatten. Der Sandstein führt zahlreiche Körner des bekannten grünen karpathischen Schiefergesteines. Fallen nach W 10° N (18^h 5°) unter 56°.

Der zuletzt erwähnte Aufschluss liegt dicht unterhalb des Bergsattels, an welchem die beiden nach entgegengesetzter Richtung verlaufenden Schluchten, Păriul Lupului und Păriul Coşna, ihren Ursprung nehmen.

Vom Bergsattel geniesst man eine prachtvolle und instructive Aussicht auf den Flyschrand, in nördlicher Richtung bis nach Magura Berzunzului, jenseits vom Trotuşthale.

Unsere Begehungen ergaben, dass das „Eocän" [1]) am Bergsattel einem etwa 1 *km* breiten Gesteinzuge dieser Formation angehört. Der letztere streicht einerseits gegen Nord-Nordwesten nach Gura-Slanic bei Târgu-Ocna (vergl. pag. 590—593), andererseits aber nach Süden über Grozesti (vergl. pag. 620—626).

Etwa in der Mitte dieses „Eocän"-Zuges wurde an zwei verschiedenen Stellen östliches Fallen beobachtet, und zwar:

1. Südlich von Poiana lui Boboc tritt Kalksandstein auf, dessen Fallen 72° nach Nordosten beträgt;

2. südöstlich von Sipotul Hărbului, am Wege nach Vf. Chichilău, stehen grüne Breccienschichten an, welche unter 20° nach Ost 20° Süd (7^h 5°) einfallen.

Sonst sind die Schichten unseres „Eocän"-Zuges sowohl an seiner Ost- als auch an seiner Westgrenze stets nach Westen geneigt.

Für stratigraphische Zwecke sind vor Allem die Aufschlüsse an der Mündung des Coşnathales in den Păriul Heţmanu bei Grozesti instructiv. Hier sieht man innerhalb von rothen und abwechselnd grünen Mergelthonen zahlreiche eingeschaltete Platten von Kalksandstein und von grüner Breccie. Die letztere pflegt in dieser Gegend zahlreiche kleinwüchsige Nummuliten einzuschliessen. Es fallen diese Schichten unter 50—60° nach W 20° N, d. h. unter die am benachbarten Jarapunuberge anstehenden Tiseşti-Sandsteine ein.

Quer über die Ostgrenze unseres „Eocän"-Zuges führt ein Feldweg, auf welchem man von Vf. Coşna und von Poiana lui Boboc in östlicher Richtung nach Nicoreşti gelangt. — Man passirt die genannte Grenze an der Steilböschung oberhalb des letzteren Dorfes, etwa zwischen den Isohypsen von 590 *m* und 690 *m*. Im oberen Theil der Steilböschung stehen grüne Mergelthone mit Kalksandsteinplatten, dichte Kalklagen, Fucoidenmergeln u. s. w. an, insgesammt unter 30° nach W 15° S (= 17^h) einfallend. Darunter folgt ein etwa 20—50 *m* breiter Streifen von harten Schipoter Schichten, welche ihrerseits von westlich abdachenden Menilitschiefern mit eingelagerten

[1]) „Eocän" im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe.

Sandsteinplatten unterteuft werden. Bergabwärts schliesst sich an die letzteren noch ein vielleicht 50 *m* breiter Zug von dickbankigem Tisești-Sandstein und -Sand an.

Mit dem letzteren sind wir bereits dicht in der Nähe von Nicorești angekommen. Die Steilheit des Weges lässt plötzlich nach und es trennt uns nur mehr eine kurze (etwa 20 *m*), durch Berglehm verdeckte, sanft geneigte Böschungsstrecke von den randlichen Entblössungen der miocänen Salzformation, welche noch oberhalb von Nicorești anhebt.

Um die obigen Daten kurz zusammenzufassen, respective zu verwerthen, mag betont werden, was folgt.

Die „Eocän"-Antiklinale, welche zwischen Vf. Coșna und dem Dorf Nicorești den Flyschrand aufbaut, weist ausschliesslich in ihrer Medianzone östliche Fallrichtungen auf, während ihr östlicher Schenkel überkippt ist. (Fallen 30° nach WWS, d. h. 17^h.) Die Schichten der Menilitgruppe, welche an dem Aufbaue des östlichen Liegendschenkels der Coșna-Antiklinale Antheil nehmen, befinden sich, wie aus meiner später zu publicirenden geologischen Karte ersichtlich ist, im Fortstreichen des Westschenkels der grossen Oligocän - Synklinale von Târgu-Ocna. Der oben beschriebene (pag. 628) Ostschenkel der Oligocän-Synklinale von Târgu-Ocna, wie auch die an denselben ostwärts angeschlossene, aus palaeogenem Salzthon aufgebaute Antiklinale des Păriul Otarului (pag. 631 ff.), sind in der Gegend von Nicorești gänzlich verschwunden, weil die grosse Störungs- und Ueberschiebungslinie, welche den Anschluss der subkarpathischen Salzformation an den Flysch vermittelt, hier, wie auch sonst, von der Streichrichtung der Flyschschichten ein wenig abweicht. Letzteres findet stets in einer bestimmten Art und Weise statt, welche speciell für die gegebene Gegend Geltung hat.

c) Der Ostflügel der Coșna-Antiklinale im Păriul Biiului bei Marginea, nächst Grozesti.

Păriul Biiului, ein breiter Bacheinriss, welcher dicht westlich vom Dorfe Marginea in die nördliche Thalböschung des Oitozflusses einschneidet, gehört in seinem unteren Laufe zwischen (⯐ 305 und ⯐ 421 *m*) dem subkarpathischen Miocän an. Die grauen miocänen Mergelthonschiefer, welche im Păriul Biiului mit einem sehr dickbankigen (1·0—1·5 *m*) mürben, feinkörnigen, gelblichen Mergelsandstein wechsellagern, stellen einige, je 100—200 *m* breite Antiklinalen und Synklinalen dar, deren mittlere, im Bachbette deutlich entblössten Kerne nicht überkippt sind. Auch ist bald der West-, bald der Ostschenkel der Sättel steiler als der zugehörige Ost-, resp. West-Flügel.

Das Streichen schwankt zwischen NS und N 30° E.

Bei den gemessenen westlichen Neigungen beträgt der Fallwinkel 25—68°, bei den östlichen aber zumeist 80°.

Beim Triangulationspunkt 421 *m* spaltet sich der Bacheinriss thalaufwärts in zwei verschiedene Schluchten, von welchen die eine

in nord-nordöstlicher, die andere aber in nordwestlicher Richtung am Berghang hinaufsteigt.

Die Grenze zwischen dem subkarpathischen Miocän und dem Flysch verläuft fast geradlinig, von Nord-Nordosten nach Süd-Südwesten über die Westböschung der ersteren und über die Mündung der zweiten Schlucht.

An der Westböschung der ersten Seitenschlucht stehen etwa 20 *m* hohe Felsen von dickbankigem Tiseşti-Sandstein an. Ihr Fallen beträgt 30^0 nach 18^h 10^0 (W 10^0 S).

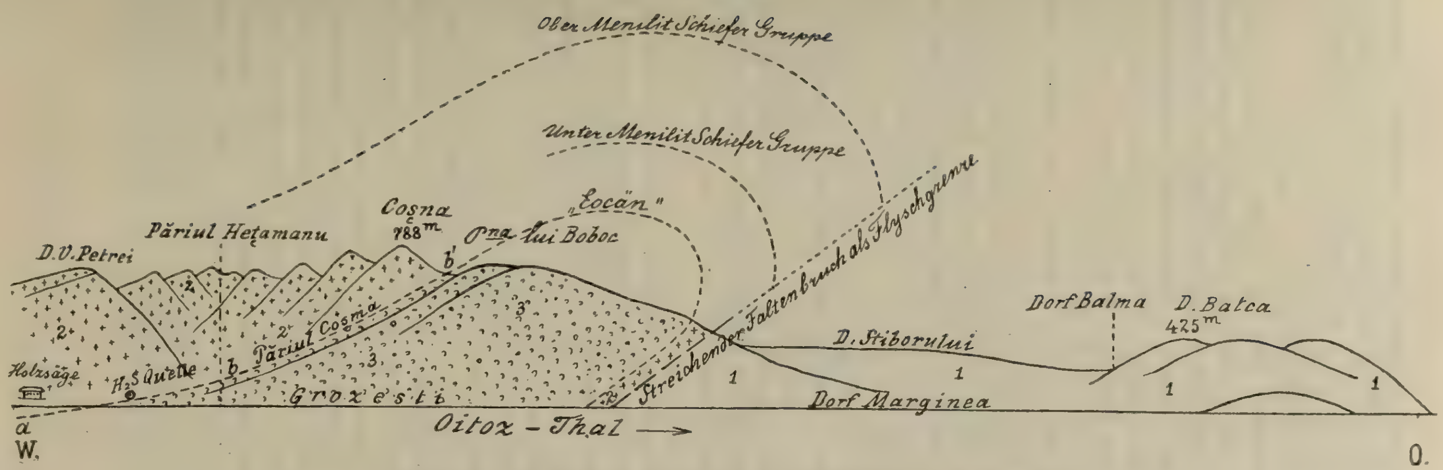
Es ist dies die unmittelbare Fortsetzung jenes Tiseşti-Sandsteines, welcher oberhalb vom Nicoreşti am äusseren Flyschrand erscheint und dortselbst das Liegende von überkipptem, durch Schipoter Schichten unterteuften „Eocän" repräsentirt. (Fig. 17, pag. 639.)

Etwa 200 *m* südlich von den genannten Tiseşti-Sandsteinfelsen streichen an der Mündung der zweiten vorerwähnten Seitenschlucht des Păriul Biiului Menilitschiefer und dünnschichtiger Oligocän-Sandstein aus. Es ist dies bereits ein kaum 10—20 *m* breiter Gesteinszug, an welchem massiger Tiseşti-Sandstein nicht mehr Antheil nimmt.

Beachtenswerth ist es, dass diese zwischen der miocänen Salzformation und den im oberen Theil der Schlucht anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten in regelrechter stratigraphischer Position eingeschaltete Menilitschieferscholle nichtsdestoweniger aus einem Haufwerk von Trümmern besteht. Inmitten der letzteren ist blos hie und da, höchstens auf Distanz von 1—2 *m*, noch die ursprüngliche Schichtenstellung, und zwar 70—80-grädige westliche Schichtenneigung zu beobachten. Die Grenze der Menilitschiefer gegen die subkarpathische Salzformation tritt in der gegebenen Entblössung nicht scharf hervor. Die auf die Menilitschiefer überkippten Târgu-Ocna'er Schichten, welche nach Westen beispielsweise unter 60^0 abdachen, sind als grünlichgraue Mergelthonschiefer mit Hieroglyphen-Sandsteinplatten entwickelt. Auf den ersten Blick sind diese Bildungen als mit der von Osten her an unsere Menilitscholle anstossenden Salzformation nicht zusammengehörig, wohl erkennbar.

Aus dem Gesagten resultirt, dass im Păriul Biiului der breite, den Flyschrand umsäumende Oligocänzug von Târgu-Ocna sich gänzlich auskeilt. Noch bei Nicoreşti beträgt die Breite dieses Oligocänzuges etwa 200 *m*, während an der Stelle, wo er noch zuletzt im Păriul Biiului entblösst ist, seine Breite, wie gesagt, 20 *m* nicht übersteigt. Zufolge energischer Auswalzung ist an dieser Stelle unser Oligocänzug bereits in eine Trümmerbildung aufgelöst, welche aber zwischen Miocän und Eocän nach Art anstehender Felsarten eingeschaltet ist. Durch die Trümmerbildung ist der streichende Sattelbruch bezeichnet, mittelst dessen die Coşna-Antiklinale über das Miocän hinübergreift, etwa so, wie es in der gegenüberstehenden Fig. 18 veranschaulicht werden soll.

Fig. 18.



Ansicht der nördlichen Thalseite des Oitozflusses bei Grozesti.

1. Miocäne Salzformation.
2. Menilitschieferstufe.
3. Târgu-Ocna'er Schichten. (Eocän p. parte sammt Unteroligocän.)

a b b' = westliche Verbreitungsgrenze des „Eocän" auf der Oberfläche. Diese Grenze entspricht nicht genau der tektonischen Leitlinie, zumal die letztere steiler und namentlich am Fusse von D. V. Petrei merklich steiler ist.

Der Punkt *b* entfällt auf der Karte weiter nördlich als der Punkt *a*, hingegen beträchtlich mehr nach Süden als der Punkt *b'*.

Zu vergleichen ist übrigens das Profil Fig. 17, welches sich auf die nämliche Flyschrand-Antiklinale bezieht, wie das vorliegende landschaftliche Bild.

Der Flyschrand zwischen Târgu-Ocna und Bratesti. Die Saline von Târgu-Ocna.

a) Der nördliche Thalabhang des Trotusflusses im Bereiche von Târgu-Ocna.

(Textfigur 19, sowie Profil Fig. 2, Taf. XVII.)

Feţele Târgului (453—415 *m*). Die mit diesem Namen auf der Generalstabskarte bezeichnete Anhöhe erhebt sich direct im Norden von der Stadt Ocna, welche auf einer breiten niedrigen „Altalluvial"-Terrasse des Trotuşflusses sich am Fusse dieses Hügels ausbreitet. Es gehört diese Anhöhe dem Flyschrande an und weist überaus verwickelte tektonische Verhältnisse auf. Zu oberst aus Târgu-Ocna'er Schichten aufgebaut, verrathen die kahlen, steinigen Böschungen der Feţele-Târgului auf Schritt und Tritt locale Schwankungen der Neigungsrichtung der Schichten, wie auch ihres Fallwinkels. Bald scheinen die Târgu-Ocna'er Schichten der Menilitgruppe, bald aber einer räthselhaften Salzformation aufzuruhen, bald endlich hat es den Anschein, als ob Tiseşti-Sandstein innerhalb der ersteren Schichten eingeschaltet wäre.

Da der bereits beschriebene Steilrand der Ocna'er Niederterrasse eine mächtige, nach Osten überkippte Synklinale der Menilitgruppe zu Tage treten lässt [1]), und die Anhöhe Feţele Târgului im Fortstreichen dieser Synklinale gelegen ist, ist es von vorneherein klar, dass für das richtige Verständniss des geologischen Baues der Feţele Târgului die Auffindung der Elemente der fortstreichenden Synklinale von entscheidender Bedeutung ist.

Am Fusse der Anhöhe Feţele Târgului erhebt sich nächst „Crucea lui Adam" ein felsiger Hügelvorsprung, Petricica genannt (vergl. Fig. 19). Derselbe ist aus Schipoter Schichten aufgebaut und stellt ein Analogon des gleichnamigen, auch den Schipoter Schichten zufallenden, steinigen Walles dar, welcher im Süden des Trotuşflusses den Ostabhang des Chichiläuberges begleitet.

Die Schipoter Schichten am Petricica, unterhalb von Feţele Târgului, sind der Hauptsache nach als alternirende Lagen von dünnplattigem Hornstein und Kieselmergel entwickelt, nebstdem aber mit schwarzem, papierdünn spaltbaren Fischschiefer und eingeschalteten Platten von beinahe glasigem Sandstein vergesellschaftet.

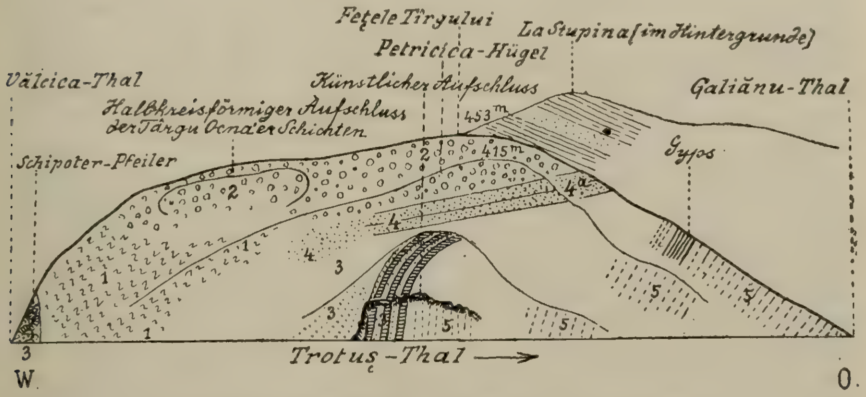
Auf der Höhe des Petricicahügels fallen diese Bildungen unter 35—50° nach NW (bis NW 10° S). Am Fusse desselben sind aber die nämlichen Schichten auf den Kopf gestellt, wobei hier das Streichen ein nordwestliches ist. Im Ganzen ist es ein sehr steil westlich einfallender Schipoter Schichtenzug. Seine als steil am Berghang hinunterlaufend anzunehmende tektonische Leitlinie öffnet sich bogenförmig nach Osten, was einer ebensolchen, zufolge Umkippung auf das subkarpathische Miocän sich hinüberlegenden Antiklinale zu entsprechen scheint (vergl. „Petricica" im Profile Fig. 2, Taf. XVII).

[1]) Vergl. oben pag. 626 ff.

Der Contact der Schipoter Schichten mit der von Osten her an dieselben anstossenden Salzformation ist namentlich an einer halbkreisförmig entblössten Felswand zu beobachten, welche am Fusse des Petricica, direct über der Ocna'er Niederterrasse, sich erhebt.

An die in diesem künstlichen Aufschlusse erscheinenden senkrechten, verkieselten, dünnplattigen Schipoter Thonmergel sind von Osten her ebenfalls senkrechte Schichten der Salzthonfacies concordant angelagert. An der Grenze dieser beiden Bildungen ist keine Lagerungsstörung zu bemerken. Unmittelbar an die Schipoter Schichten grenzt eine $^1/_2$ *m* dicke Thonschicht mit dünnen

Fig. 19.



Ansicht der nördlichen Thalseite bei Târgu-Ocna.

1. Palaeogene Salzformation.
2. Schichten von Târgu-Ocna.
3. Schipoter Schichten.
4. Dickbankiger Tiseşti-Sandstein.

4 *a*. Aufschluss, welcher auf pag. 646 besprochen wird.

5. Miocäne Salzformation.

5'. Wahrscheinlich miocäne Salzformation.

Lagen von Gypsmergel an, worauf eine 10 *m* mächtige Bank von abwechselnd mürben und härteren, glimmerigen Sandsteinlagen und sodann ein mächtiger alternirender Complex von grünlichem Schieferthon und aschgrauem, dünnplattigen Mergelsandstein ostwärts folgen. Es können diese Bildungen ebenso gut palaeogen wie miocän sein [1]).

Begibt man sich aber von diesem Aufschluss längs des Berghanges nach Osten, so sieht man hie und da in Bacheinrissen und Wegeinschnitten Gebilde jener Salzthonfacies zu Tage treten, welche, wie noch zu zeigen, als subkarpathisches Miocän sich darstellt, und

---

[1]) Diesbezüglich gelten die auf pag. 635 ff. oben besprochenen Bedenken, welche in einem ähnlichen Falle an dem anderen Petricicahügel sich darbieten, welcher im Süden des Trotuş, unterhalb des Chichiläuberges, gelegen ist.

zwar zufolge räumlicher und stratigraphischer Continuität mit den benachbarten fossilführenden Miocänbildungen.

Da der obige Petricicahügel fast genau im Norden jenes Schipoter Gesteinswalles liegt, welcher unterhalb der Răducanubrücke in Târgu-Ocna das Trotușbett verquert, und da in diesen beiden Fällen durch die Schipoter Schichten die äussere Westgrenze der subkarpathischen Miocänablagerungen gegeben ist, unterliegt es keinem Zweifel, dass wir es in diesen beiden Fällen mit einem und demselben, nordwärts fortstreichenden Schipoter Schichtenzuge zu thun haben, wie das auch auf der von mir aufgenommenen geologischen Karte ersichtlich ist. Den Schipoter Schichten ist die miocäne Salzformation, wie speciell im Trotușbette zu beweisen ist, concordant von Osten her angelagert. Ueberhaupt stimmen die Verhältnisse an dem obigen Petricicahügel mit jenen des anderen Petricicahügels, durch welchen am Ostfusse des Chichiläuberges der Flyschrand markirt wird, überein, und haben wir am Petricicahügel unterhalb der Fețele Târgului die Fortsetzung des östlichen Liegendschenkels der Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna wiedergefunden.

Oberhalb des Petricicahügels den steinigen südöstlichen Berghang von Fețele Târgului hinansteigend, gelangt man zunächst zu dem längs dieses ganzen Abhanges ausstreichenden, sanft (20°) nach WWS (W 30° S) abdachenden Tisești-Sandstein. Es ist dies die dickbankige Abart dieses Sandsteins, sammt untergeordneten Lagen von Menilitschiefer. Merkwürdiger Weise ist Tisești-Sandstein hier kaum 10—20 *m* mächtig entwickelt. Zwischen diesem Sandstein und den Schipoter Schichten des Petricicahügels ist der Berghang in einer Breite von kaum 20 *m* verdeckt. Es kann danach das gegebene Tisești-Sandsteinvorkommen nicht anders aufgefasst werden, als dass es im Fortstreichen jener Tisești-Sandsteinfelsen liegt, welche im Trotușbette oberhalb der Răducanubrücke auf Distanz von einigen hundert Metern die beiderseitigen Steilufer aufbauen. Mit anderen Worten, es fällt auf, dass ein und derselbe Tisești-Sandsteinzug im Trotușbette relativ sehr steil und mächtig erscheint, hingegen an dem besagten Berghang unterhalb der Fețele Târgului sich als ganz sanft geneigt und geringmächtig erweist. Die westliche Fallrichtung ist dabei an beiderlei Vergleichspunkten die nämliche (Auswalzung).

Die Schipoter Schichten, welche am Petricica, wie gesagt, den Tisești-Sandstein unterlagern, sind östlich von diesem Hügel, längs des südöstlichen Berghanges der Fețele Târgului, nirgends mehr vorhanden. Hingegen ist aber die obige Tisești-Sandsteinlage noch fast 0·5 *km* ostwärts, bis zu einem Vorsprung des Berghanges zu verfolgen, wo dieselbe inmitten eines Weingartens ansteht, und zwar dicht neben der aus der Ocna'er Saline zum Bahnhof von Târgu-Ocna führenden Seilbahn. An dieser Stelle fällt der Tisești-Sandstein unter 25° nach W 15° N (19^h) ein [1]).

[1]) Diese ausserhalb des Profiles Fig. 2, Taf. XVII gelegene Stelle ist auf der Karte (1:50.000) durch den Verlauf der vorerwähnten Seilbahn bezeichnet.

Diese Stelle (4*a* in Fig. 19) liegt am Berghang in der Höhe zwischen 360—390 *m*. Bergabwärts folgt längs der Seilbahn eine verdeckte Böschungsstrecke, worauf in der Höhe von etwa 350 *m* eine gleichfalls nach 19^h unter 65^0 abdachende Gypsbank erscheint, wie es auf der von mir aufgenommenen geologischen Karte veranschaulicht ist.

Durch Gyps, wie auch durch seine in benachbarten Weg- und Wassereinschnitten auftauchenden Begleitsedimente, wird an dieser Stelle die miocäne Salzformation als Liegendes des obigen Tisești-Sandsteins angedeutet. Wenigstens wurde von mir an der Grenze des letzteren gegen das Miocän keine Spur von Schipoter Schichten bemerkt.

W e s t l i c h vom Petricicahügel ist die obige Tisești-Sandsteinlage in der gegebenen Höhenzone des Südabhanges der Fețele-Târgului kaum hundert Meter weit zu verfolgen. — Zuletzt tritt diese Felsart noch an einem dem Petricicahügel westwärts benachbarten, von der Ferne wenig auffälligen Vorsprung des genannten Berghanges auf. Hier erscheint bereits auch dünnplattiger Tisești-Sandstein, und hat es den Anschein, als ob einzelne Schipoter Bänke mitten in dem letzteren eingeschaltet wären, worauf erst zuoberst massiger Tisești-Sandstein folgte. An nächstbenachbarten Stellen ist dabei das Streichen bald ein nordsüdliches, bald aber ein nordöstliches. Gleichzeitig variirt vielfach auch der Fallwinkel, und zwar zwischen $15-90^0$. Die Neigungsrichtung ist eine allgemein westliche. Es sind dies locale, sonst bedeutungslose Störungen der Lagerungsverhältnisse, welche zumeist gar nicht auf Rutschungen zurückzuführen sind. Vielmehr dürften wir es mit secundären und tertiären Aeusserungen der den Berghang beherrschenden Ueberschiebungen zu thun haben.

Noch weiter gegen Westen hin ist am südlichen Berghange der Fețele-Târgului die Menilitgruppe nirgends mehr obertags vertreten. Statt dessen ist aber der erstere westwärts gegen die Mündung des Vălcicabaches zu aus Salzthonfacies aufgebaut.

Die die Berghöhe der Fețele-Târgului beherrschende Târgu-Ocna'er Gruppe ist im Westen den soeben erwähnten palaeogenen Salzthonschichten aufgelagert, im Osten aber unmittelbar auf den obigen Tisești-Sandstein überschoben, ganz in ähnlicher Weise, wie nach dem Voranstehenden der letztere seinerseits im Westen von den stratigraphisch mit ihm zusammengehörigen Schipoter Schichten unterlagert ist, im Osten aber, anscheinend zufolge Ueberschiebung, direct von der miocänen Salzformation unterteuft sein dürfte.

Die näheren, auf diese Lagerungsverhältnisse der Târgu-Ocna'er Gruppe Bezug habenden Beobachtungsdaten sind folgende:

An der Mündung des Vălcicabaches treten am Südwestfusse der Fețele-Târgului dunkelaschgraue Thonmergel auf, welche hie und da zahlreiche Spuren verkohlter Pflanzen führen und mit mürben Sandsteinen wechsellagern. Zum Theil ist es ein grauer, feinkörniger Mergelsandstein, zum Theil aber ein gelblicher, mehr grobkörniger, glimmerreicher Sandstein. Der letztere erinnert petrographisch beiläufig an den Moinesti'er Nummulitensandstein.

Die zahlreichen, diesem Schichtencomplexe gleichfalls eingeschalteten Gypsbänke überschreiten kaum die Mächtigkeit von 1—2 *m*. — Insgesammt fallen aber diese Bildungen längs der zur Ocna'er Saline hinaufführenden Strasse und Eisenbahn unter 45—80° nach NNW (z. B. N 10° W) ein [1]).

Bezüglich der geographischen Lage dieses ansehnlichen Salzthonvorkommnisses fällt es erstens auf, dass in seiner nördlichen Fortsetzung, wie noch zu zeigen, die Ocna'er Saline liegt. Zweitens befindet sich dasselbe im Fortstreichen jener analogen Salzthonschichten, welche im Süden des Trotuşflusses bei Gura-Slanic erscheinen und welche als concordanter Antiklinalkern im Liegenden des dortigen Târgu-Ocna'er Systems erscheinen (vergl. pag. 593).

Am Südwesthang der Feţele-Târgului wandert man, höher hinauf, zunächst über ein von alten Pingen und Erdarbeiten herrührendes Haufwerk von Gyps- und Mergelsandstein, unter welchem die Salzthonbildungen anstehen. Eine terrassenartige Terrainstufe ist durch zahlreiche trichterförmige Gyps- und Salzeinstürze gekennzeichnet [2]). Zum Theil sind es kleine Teiche. Oberhalb derselben, etwa in einer Höhe von 60—80 *m* über dem Niveau des Vălcicabaches, steigt plötzlich das Berggehänge steil an. An demselben streichen nunmehr die Schichten der Târgu-Ocna'er Gruppe aus, welche den obigen Salzthonbildungen direct auflasten [3]). Es alterniren an dieser Stelle zu unterst 1 *dm* dünne Lagen von mürbem schieferigen Mergelsandstein mit dicken (3 *dm*) Platten von festem, weissen, kieseligen Sandsteinkalk und mit solchen von grünem Brecciencouglomerat. Die Sandkalkplatten führen Hornsteinausscheidungen. Diese zu oberst ausserdem mit je 1—2 *m* starken grünen Schieferthonlagen abwechselnden, etwa 40 *m* mächtig anstehenden Schichten sind bald nach Nordosten unter 15—25°, bald aber, und zwar etwas höher am Berghang, nach Nordwesten unter 40° geneigt.

In der Nähe der besagten Ausbisse, welche auf der Westseite der Feţele-Târgului gelegen sind, befindet sich ein grosser, halbkreisförmiger Aufschluss der nämlichen Schichten auch auf der Südseite der Anhöhe [4]).

Die in diesem Aufschluss entblössten Schichten dachen nordwärts unter 10—35° ab und erscheinen gemäss ihrer höheren hypsometrischen Lage als Hangendes der eben erwähnten Schichten des Westabhanges. Es bieten aber dieselben ihrerseits eine wechselnde Reihenfolge von grünem Schieferthon und von weissen, kieseligen Sandkalkplatten dar, welche linsenförmige, dunkle Hornsteinausscheidungen enthalten. Ausserdem sind es Bänke von Fucoidenmergel, welche sich diesen Gesteinen nunmehr einschalten.

Direct im Norden dieses Aufschlusses herrschen auf dem entgegengesetzten nördlichen Abhange der Feţele-Târgului, welcher der Salzmulde von Târgu-Ocna zugekehrt ist, mächtige, in alternirenden Lagen abwechselnd grüne und kirschrothe, zum Theil mergelige

[1]) Beobachtungspunkt *i*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.
[2]) Beobachtungspunkt *i*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.
[3]) Beobachtungspunkt *j*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.
[4]) Beobachtungspunkt *k*, Profil Fig. 2, Taf. XVII.

Schieferthone. In denselben war an einer Stelle eine 1 *m* dicke Einlagerung von grünem Breccienconglomerat zu sehen. Das letztere ist hauptsächlich aus wallnussgrossen Rollstücken von grünem Schiefergestein zusammengesetzt, ausserdem aber aus solchen eines dichten Kalkes von mesozoischem Gepräge. Das Conglomerat fällt unter etwa 30° nach Süden ein.

Noch auf der höchsten Bergspitze der Feţele-Târgului (453 *m*) wurde eine mit der obigen identische Schichtenreihe, welche aus festen Sandkalkplatten, grünen Breccienconglomerat-, sowie bunten Thonlagen u. s. w. besteht, von Neuem beobachtet. Das grüne Conglomerat führt dortselbst zahlreiche kleinwüchsige Nummuliten. Ferner wurden inmitten dieser Schichten dünne Platten eines festen, sehr feinkörnigen, anscheinend Glaukonit führenden Hieroglyphen-Sandsteines constatirt.

Das Fallen ist auf der Bergspitze, an nächstbenachbarten Stellen ein verschiedenes (I. 45° nach E 20° S; II. 30° nach N 10° E; III. 20° nach NE). Dabei herrscht aber im Allgemeinen, wie bereits aus diesen Beispielen zu ersehen, östliche Fallrichtung.

Wenn man von der Berghöhe zu der oben besprochenen, den Südosthang der Feţele-Târgului, unterhalb der Côte von 380 *m* umsäumenden Tiseşti-Sandsteinlage hinabsteigt, ist Folgendes zu beobachten.

Erstens ruht die obige, durch Platten der grünen Breccienconglomerate und der analogen Sandsteine gekennzeichnete Schichtenreihe hier nicht mehr der palaeogenen Salzthongruppe, sondern vielmehr direct dem Tiseşti-Sandstein auf.

Zweitens ist der letztere sanft westlich geneigt, während dicht oberhalb desselben beiläufig 20°-Fallen nach S 30° E innerhalb der genannten Târgu-Ocna'er Schichten herrscht (unterhalb des Triangulationspunktes 415 *m*).

Da dieses letztere Messungsergebniss mit allen vorerwähnten Beobachtungen über die oberste Berghöhe der Feţele-Târgului gut übereinstimmt, dürfte die Annahme von Discordanz zwischen dem besagten Tiseşti-Sandstein und den darüber gelagerten Târgu-Ocna'er Schichten nicht befremden.

Der unmittelbare Contact dieser beiden Bildungen wurde nirgends beobachtet. Stellenweise sind zwar die dicht oberhalb des Tiseşti-Sandsteines anstehenden Târgu-Ocna'er Schichten nach Westen geneigt (beispielsweise unter 30° nach W 20° N), doch sind es ganz locale Ausnahmen von der obigen Regel. Es dürften diese Ausnahmsfälle mit der Ueberschiebung des ganzen Gewölbes der Târgu-Ocna'er Gruppe über den Tiseşti-Sandstein einherschreiten.

Die obigen Beispiele von bald nordwärts, bald aber südwärts orientirter Fallrichtung der Ocna'er Schichten sind an die Medianzone des Gewölberückens gebunden.

b) Die Mündung des Vălcicathales.

(Hiezu Fig. 19 auf pag. 645.)

Am Eingange in's Vălcicathal befindet sich am Fusse der Feţele-Târgului eine künstliche, beim Baue der zur Saline hinaufführenden

Chaussée und Eisenbahn hergestellte Entblössung von Schipoter Schichten. Es ist dies eine vielleicht 30 *m* lange, etwa 10 *m* hohe Felswand, an welcher die dünnplattigen Schipoter Schichten in mannigfaltig ineinandergewundenen Knickungen ausstreichen. Die letzteren sind hie und da auch von Brüchen durchsetzt. Ringsherum ist dieser Schipoter Felsen discordant von palaeogenen Salzthonschichten umgeben. Von vorneherein gewinnt man dabei den Eindruck von primärer Discordanz zwischen der als palaeogen angesprochenen Salzthongruppe und dem Flysch überhaupt. Auf diese Weise wäre dem Gedanken an das miocäne Alter der als palaeogen angesprochenen Salzthongruppe Vorschub geleistet, wobei die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna auf buchtenförmiges Eingreifen des subkarpathischen Miocän zurückzuführen wäre.

Thatsächlich scheint dieser Aufschluss die Ursache gewesen zu sein, weshalb von Tschermak, gelegentlich einer Schilderung der geologischen Verhältnisse der Saline von Târgu-Ocna, auf „vollständige Discordanz der Schipoter Schichten gegenüber den aufliegenden Sandsteinen, welche die Salzmulde von Târgu-Ocna umgeben“ (l. c. pag. 333) hingewiesen wurde.

Nunmehr ist es klar, dass dem obigen Falle von Discordanz zwischen der Salzformation und dem Flysch, respective den Schipoter Schichten, eine ausschliesslich secundäre, local-tektonische Bedeutung beizumessen ist. Dass es ursprüngliche Discordanz entschieden nicht ist, darüber kann man sich durch Vergleich der Lagerungsverhältnisse in der benachbarten Gegend hinlänglich überzeugen. Der besagte, klippenartig im Salzthon begrabene Schipoter Schichtenpfeiler ist vielleicht gelegentlich der Ueberschiebung der ganzen Antiklinale der Fețele-Târgului dislocirt, und dürfte namentlich als Ueberrest des stehengebliebenen Liegendschenkels der letzteren zu deuten sein.

c) Die südliche Umgebung der Salzlagerstätte von Târgu-Ocna. Die Menilitschieferinsel der Bergspitze „La Stupina“ [1]) (506 *m* bis 502 *m* [2]).

Die Menilitschiefergruppe stellt auf der Höhe der Bergspitze „La Stupina“ eine nordwestlich streichende Synklinale dar. Dieselbe ist in eine Anzahl unbedeutender secundärer Mulden und Sättel zergliedert. Aufgesetzt ist aber diese Synklinale dem Ostschenkel jener Eocän-Antiklinale [3]), welche über Fețele-Târgului, nordwestlich zur Saline fortläuft. Dabei hebt die Menilitschiefermulde bereits dicht östlich von der Medianzone des genannten Sattels an und ist ringsherum von zu Tage tretenden Târgu-Ocna'er Bildungen umgeben.

Südlich von unserer Menilitschieferinsel gehört den letzteren noch jene Einsattelung des Bergkammes an, welche die Berghöhe

[1]) Die auf der Karte (1 : 20.000) mit „La Stupina“ angeschriebene Bergspitze wurde mir von Passanten als Chirlice (?) benannt bezeichnet. Dieselbe dürfte mit dem von Sabba Stefanescu (l. c. pag. 99) erwähnten „Dealul Chicerla“ identisch sein.

[2]) Hiezu Profil Fig. 3, Taf. XVII.

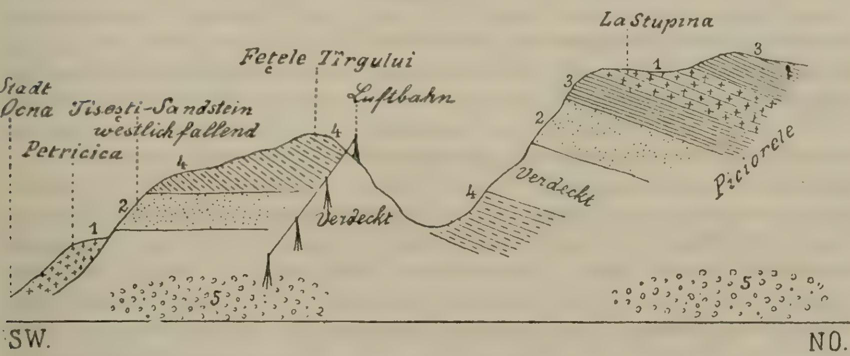
[3]) „Eocän“ im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe, sammt der zugehörigen palaeogenen Salzthongruppe.

„La Stupina“ von ihrer Vorstufe Feţele-Târgului trennt (vergl. die nachfolgende Fig. 20).

Als Hangendes der Târgu-Ocna'er Gruppe erscheint oberhalb des Bergsattels, gegen die Stupina-Berghöhe hin, die folgende Schichtenreihe:

1. Verdeckte Strecke.
2. Dickbankiger Tiseşti-Sandstein und Sand, etwa 20—30 *m* mächtig. Fallen sanft nach Nordosten.
3. Verdeckt.
4. Papierdünn spaltbare, chocoladefärbige Menilitschiefer mit 1 *dm* dicken, festen Platten von beinahe glasigem Glaukonitsandstein.

Fig. 20.



Ansicht der Ostböschung der Hügel „Feţele Târgului“ und „La Stupina“ gegen das Galiănuthal hin.

1. Schipoter Schichten.
2. Dickbankiger Tiseşti-Sandstein.
3. Menilitschiefer.
4. Târgu-Ocna'er System.
5. Miocäne Salzformation.

5. Jaspisartige, dünnplattige Mergel. Fallen nach E 30° N unter 20° [1]).
6. Menilitschiefer mit Hornsteinlagen. Fallen nach Nordosten unter 30—40° [1]).

Steigt man von der Bergspitze ostwärts zum Gălianuthal hinab, so sind die obigen Bildungen am Fusse des Berges in einem grossen halbkreisförmigen Absturz (Piciórele) wiederzufinden und können als ihr Hangendes noch die folgenden Schichten beobachtet werden:

7. Schipoter Schichten mit einer Sandsteinzwischenschicht, in welcher metergrosse, auseinandergezerrte Trümmer einer ausgewalzten, harten Bank von Schipoter Kieselmergel stecken blieben.

[1]) Zu vergleichen ist die Fallrichtung der liegenden Târgu-Ocna'er Schichten auf der benachbarten Anhöhe Feţele-Târgului (oben pag. 649).

8. Menilitschiefer mit beinahe glasigen Sandsteinplatten.

9. Dünnschichtiger und abwechselnd auch dickbankiger Tisești-Sandstein, zusammen etwa 30 *m* mächtig. Derselbe ist synklinal gefaltet. Der Westflügel der Synklinale schliesst sich an all' die obigen, östlich fallenden Schichten als Hangendes an. Hingegen greift ihr Ostflügel auf die subkarpathische Salzformation hinüber, welche, anscheinend bereits von diesem Aufschluss angefangen, dem Miocän angehört. Letzteres ist kaum sicher zu entscheiden. Es gewinnt einerseits den Anschein, dass die Târgu-Ocna'er Schichten und die einzelnen Glieder der obigen, im Ganzen etwa 100 bis 150 *m* mächtigen Menilitschieferserie, längs des Südostfusses des Stupinaberges reihenweise nacheinander an der subkarpathischen Salzthongrenze ausstreichen. Doch ist bei dem Mangel deutlicher Aufschlüsse die Târgu-Ocna'er Gruppe nicht scharf von der subkarpathischen Salzformation unterscheidbar. Andererseits ist es sehr wohl möglich, dass die erstere längs des Nordostrandes der Stupina'er Menilitschieferinsel mittelst eines streichenden Faltenbruches an die miocäne Salzformation sich anlegt, was eben auf der von mir aufgenommenen geologischen Karte und im Profil Fig. 3, Taf. XVII veranschaulicht ist.

Der der subkarpathischen Salzformation zugewendete Nordostrand Stupina'er Menilitschieferinsel wird von einer Gypsbank begleitet, welche sichtlich noch der Târgu-Ocna'er Gruppe angehört. Zuerst wurde bei diesem nordwestlich streichenden Gyps südwestliches Fallen beobachtet. Weiter gegen Nordwesten dacht aber der Gyps steil nach Osten (? Nordosten) ab. Es scheint die Gypsbank eine nordwestlich orientirte Antiklinale zu bilden.

An dem am weitesten nach Norden vorgeschobenen Punkte der Menilitschieferinsel steht Tisești-Sandstein an, welcher gleichfalls nordwestlich streicht und in nordöstlicher Richtung von typischen Târgu-Ocna'er Schichten unterteuft ist.

Von dieser Stelle angefangen, beherrschen die letzteren den ganzen breiten Bergsattel zwischen La Stupina (502 *m*) im Süden und dem D. Pietrosu (564 *m*) im Norden.

Der Nordrand unserer Menilitschieferinsel verläuft längs eines fast ostwestlich orientirten, westwärts zum Vălcicabach hinabsteigenden Bacheinrisses. Der untere Lauf des Bacheinrisses entfällt auf die allernächste südliche Umgebung der Ocna'er Saline und gehört der palaeogenen Salzformation an. Die letztere zeigt unterhalb des Westrandes der Stupina'er Menilitschieferinsel sanftes Fallen nach Nordosten (z. B. N 20° E unter 10—15°). Da aber beim Salinenbahnhof, am Fusse des D. Cărbunarului, die besagte Salzformation nach Westen unter 30° abdacht, bildet dieselbe eine Antiklinale, deren Medianzone dicht im Westen der Stupina'er Anhöhe zu suchen ist.

Im oberen Lauf des obigen Bacheinrisses herrschen Wechsellagerungen von Menilitschiefern, Schipoter Schichten und von jenen grünen Schieferthonen, welche für die Târgu-Ocna'er Gruppe bezeichnend sind. Dieselben alterniren ihrerseits mit kieseligen, weissen

Mergelkalkplatten, in welchen mitunter wohlerhaltene ganze Fischabdrücke zu finden sind [1]). Insgesammt weisen diese Schichten mannigfaltige, secundäre Faltungen auf.

Dicht über dem besagten Wassereinriss ragt an der äussersten Nordwestecke der Stupina'er Menilitschieferinsel eine steile Felswand auf, an welcher von unten nach oben die nachstehende Schichtenreihe zu beobachten ist:

1. Dunkelgraue, grünliche und röthliche Schieferthone, sowie ebensolche dünnschichtige Gypsmergel wechsellagern mit Sand und mit dünnplattigem, im Bindemittel kalkhältigen Sandstein.

Diese an Gypskryställchen und eingeschalteten Gypsplatten reichen Bildungen sind etwa 30 *m* mächtig und schliessen sich ebenso eng an die Târgu-Ocna'er Gruppe, als an den ihr äquivalenten palaeogenen Salzthon an. An die erstere gemahnen die bunten, grünen und rothen Thone und Mergel, während die grauen bis schwarzen Schieferthone und Mergel von jenen Bildungen nicht zu unterscheiden sind, welche tiefer am Berghange für sich allein die palaeogene Salzformation ausmachen.

Westwärts nimmt in dieser alternirenden Schichtenreihe die palaeogene Salzformation sichtlich so sehr überhand, dass sich infolge dessen die vicariirende Târgu-Ocna'er Gruppe gänzlich auskeilt, wie im Profile Fig. 3, Taf. XVII angedeutet wurde. Am Westschenkel der vorerwähnten Salzthon-Antiklinale, d. h. am Fusse des jenseitigen Abhanges des Vălcicathales, schalten sich zwischen die palaeogene Salzformation und die Menilitschiefergruppe keine Târgu-Ocna'er Schichten mehr ein.

2. Eine vielleicht 10 *m* mächtige Bank von Schieferthon.

3. Tiseşti-Sandstein, mürbe, ohne Kalkgehalt; zwischen seinen 2—5 *m* dicken Bänken gibt es noch Einschaltungen von Schieferthon (1—2 *dm*).

4. Dünnere Schichten (1—4 *cm*) von Tiseşti-Sandstein, wechsellagernd mit Schieferthon. Der letztere geht, nach oben zu, allmälig in papierdünn spaltbare, sog. Menilitschiefer mit Fischschuppen über. Gegen oben zu stellen sich in den Menilitschiefern dünne Lagen von Hornstein und von beinahe glasigem Sandstein ein.

5. Schipoter Schichten, 10 Meter.

6. Dickbankiger Tiseşti-Sandstein.

Die ganze obige Schichtenreihe ist nach NW bis NNW unter 30—40° geneigt.

Oberhalb derselben gelangt man am Südwestrand der Stupina'er Menilitschieferinsel alsbald zu nordöstlich abdachendem Tiseşti-Sandstein (Fallen unter 20° nach N 30° E = 2^h). Diese Neigungsrichtung herrscht, gemäss dem Obigen, in dem bei weitem grösseren Ostabschnitt der Menilitschieferinsel vor; erst dicht am äusseren Ostrand der letzteren, gegen das subkarpathische Miocän hin, macht dieselbe der entgegengesetzten Fallrichtung von Neuem Platz.

---

[1]) Ein solches Exemplar ist dem k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien übergeben worden.

d) Die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna [1]).

Dieselbe befindet sich an der sanften Ostböschung des Vălcicathales, inmitten einer terrassenartigen, durch trichterförmige Bodeneinstürze charakterisirten Terrainstufe.

Oberhalb der letzteren ist durch ein plötzliches Ansteigen der Thalböschung das hypsometrische Niveau bezeichnet, in welchem die Salzformation und die Târgu-Ocna'er Schichten durch die Menilitschiefer-Etage überlagert werden.

Das Steinsalz wird derzeit, wie bereits von Prof. Tschermak [2]) und von Dr. C. J. Istrati [3]) beschrieben wurde, in vier grossen Galerien gewonnen. Die an den Wänden der letzteren sichtbare, namentlich an die Pošepny'sche Darstellung der siebenbürgischen Salinen gemahnende Streifung, ist durch einen Wechsel von reinem, weissen und anderem durch Thongehalt gefärbten, körnigen Salz hervorgebracht. Es ist die Schichtung der Salzmasse, welche mit periodischen Trübungen des ursprünglichen Salzniederschlages einherschreitet [4]).

Da die Salzblätter scharfe Antiklinalen und Synklinalen beschreiben, welche oft sehr bizarre Gestalten zeigen, so dass eine und dieselbe Falte an gegenüberliegenden Wänden der Galerien wiedererkannt werden kann, ist das Streichen der Salzblätter annähernd bestimmbar. Dasselbe ist bei der Târgu-Ocna'er Salzlagerstätte der Hauptsache nach ein nordsüdliches.

Die grösste Tiefe der die Basis der Salzmasse nirgends erreichenden Baue beträgt gegenwärtig (1895) über 90 *m*, das Niveau der Saline 357—362 *m* und schliesslich das Niveau des Trotusflusses bei Târgu-Ocna 257—246 *m* (siehe das umstehende Profil Fig. 21).

In einem Bacheinriss, welcher an der Nordseite der Saline zum Vălcicathal hinabsteigt, kann sowohl die Schichtenfolge als auch die Tektonik der Salzmulde verfolgt werden. Dicht neben der Saline treten in dem Bacheinrisse graue Gypsmergel, sowie graue und grünliche Schieferthone zu Tage, welche mit dünnplattigem, grauen, glimmerreichen Sandstein und mit dünnen Schichtchen von Fasergyps wechsellagern. Es streichen diese Schichten von Süden nach Norden (bis NNW) fort, wobei sie entweder senkrecht oder aber unter 80° nach Westen einfallen. In dem Masse, als man sich von der Saline entlang dem Bacheinriss bergabwärts, d. h. in westlicher Richtung entfernt, verkleinert sich der Fallwinkel der genannten Schichten nach und nach sehr rasch. Nachdem die ersten 100 *m* in westlicher Richtung überschritten sind, beträgt der Fallwinkel blos 65°.

---

[1]) Die in der Literatur vorhandenen, auf die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna Bezug habenden geologischen Profile sind folgende: Coquand, l. c. pag. 513. — Copie des Coquand'schen Profiles bei Pošepny, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1871, pag. 147. — Cobalcescu, Memorile (wie oben) pag. 71. — Derselbe, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 157.

[2]) Tschermak, l. c.

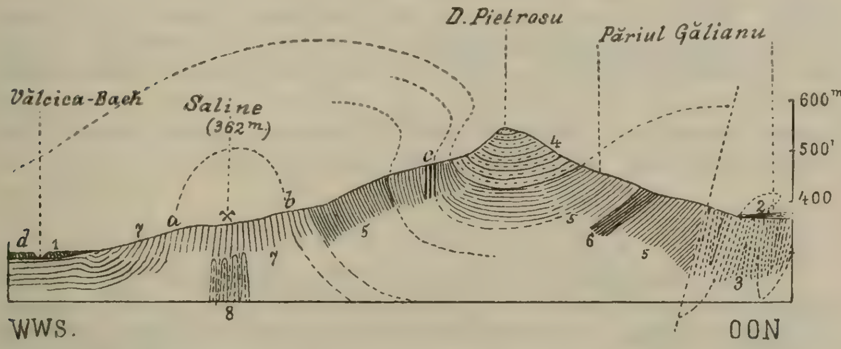
[3]) Dr. C. J. Istrati. Sarea din Sarniţele României. Le sel des salines roumaines. Bucarest 1894.

[4]) Vergl. über Salzblätter: Pošepny, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1871, pag. 135. — Hauer und Stache, Geologie Siebenbürgens. Wien 1863, pag. 105.

In einer Entfernung von noch einigen hundert Metern sinkt aber die Grösse des Fallwinkels auf 10—15°. Hingegen bleibt die Neigungsrichtung eine constant westliche, abgesehen von ganz untergeordneten Secundärfalten, denen zufolge locale Aberrationen der Fallrichtung, zwar nach Norden bis NNE, sich einstellen.

Begibt man sich längs des Bacheinrisses in entgegengesetzter östlicher Richtung bergaufwärts, so gelangt man, bereits nach Durchschreitung von einigen hundert Metern oberhalb der Saline, zu den die Salzformation überlagernden Târgu-Ocna'er Schichten. Hier sind es dünnschichtige, mürbe, glimmerige Mergelsandsteine, ferner grün-

Fig. 21.



Querprofil über die Saline von Târgu-Ocna.

1. Alluvium.
2. Berglehm.
3. Miocäne Salzformation.
4. Untere Abtheilung der Menilitschieferstufe.
5. Schichten von Târgu-Ocna.
6. Gyps.
7. Palaeogene Salzformation.
8. Steinsalz.

a—b. Salinarer Fächer.

d—c. Ueberkippter Primärsattel, unabhängig vom salinaren Fächer.

liche Breccienconglomerate von Härja'er Typus, sowie harte, kieselige Sandsteinkalke, welche untereinander in je 1—2 *dm* dicken Platten abwechseln und insgesammt mit etwas mächtigeren (1 *dm* bis 1 *m*) Lagen von grünlichem Schieferthon alterniren. Wichtig ist es, dass diese Schichten unter etwa 40° direct nach Osten einfallen.

Da unterhalb der Saline die obigen Schichten der Salzformation, wie gesagt, westlich abdachen, liefert die entgegengesetzte Fallrichtung der Târgu-Ocna'er Schichten oberhalb der Saline den Beweis, dass der Salzstock einer nordsüdlich orientirten Antiklinale angehört. Ferner resultirt aus dem Obigen, dass nächst der Antiklinalaxe der Westschenkel des Sattels sehr steil ist, hingegen etwas weiter seitwärts sich plötzlich ganz sanftes Westfallen einstellt. Offenbar besitzt

also der Salzstock seine eigene, an denselben gebundene Secundärfaltung. Dieselbe entspricht der unter der Bezeichnung des salinaren Fächers wohlbekannten Erscheinung.

Einige hundert Meter im Osten des obigen Aufschlusses der Târgu-Ocna'er Schichten ist oberhalb der Saline noch eine Wechsellagerung von grünlichem Thon mit einem feinkörnigen Sandstein zu beobachten, welcher petrographisch nur mit dem Tisești-Sandstein vergleichbar ist. Es ist dies jene uns bereits aus der südlichen Umgebung der Saline bekannte stratigraphische Uebergangszone, welche zwischen den Târgu-Ocna'er Schichten und der Menilitformation vermittelt.

Die Schichten der Uebergangszone zeigen ein nordöstliches Fallen unter etwa 80°, wobei dieselben einige Secundärsättel bilden. Der äusseren Grenze der grünlichen Thone der Târgu-Ocna'er Gruppe entspricht oberhalb der Saline ein constantes Niveau von Quellen, durch welche diese Böschung zu Bergschlipfen prädisponirt erscheint. Erst oberhalb der Quellen, an dem bereits ganz steilen Berggehänge, unterhalb von D. Pietrosu, stehen dünnplattige Tisești-Sandsteine, gleichfalls mit constant östlicher Fallrichtung an.

D. Pietrosu (564 *m*).

Diese Bergspitze wird von der unteren Abtheilung der Menilitgruppe beherrscht. Ausser dem vorerwähnten, unterhalb der Bergspitze an ihrem Westhang erscheinenden, dünnschichtigen Tisești-Sandstein, sind es Menilitschiefer mit kieselig-glasigen Sandsteinplatten, ferner Hornsteinlagen und dünnplattige Kieselkalke. Ueberhaupt ist hier die Schipoter Facies mächtig entwickelt.

Die Reihenfolge der Schichten ist an der steilen östlichen Böschung des Pietrosu-Bergkammes, welche zum Păriul Gălianu abdacht, die folgende: Zuoberst erscheinen dünnplattige, mit Menilitschiefer wechsellagernde Tisești-Sandsteine. Darunter folgen glasige, dunkelgrau-grünliche, gleichfalls dünnschichtige Sandsteine, welche ihrerseits mit Menilitschiefer alterniren. Dieselben schliessen bergabwärts mit einer Lage von echten Schipoter Schichten ab. Unterhalb der letzteren war eine nur 1 *m* breite, verdeckte Strecke am Berghange zu beobachten, worauf etwa in der halben Höhe der Steilböschung eine sandig-mergelige Schichtenreihe durch anstehende Gypsfelsen eingeleitet wird. Die gypsführenden Schichten fallen unter 45° nach WWN (W 20° N) ein, während die oben erwähnten Schipoter Felsen kaum unter 15° südwestlich geneigt sind. Obzwar das subkarpathische Miocän petrographisch nicht immer von der Târgu-Ocna'er Gruppe unterscheidbar ist, konnte die letztere, dicht im Süden vom Pietrosuberg, als längs der subkarpathischen Salzthongrenze ausstreichend nachgewiesen werden (vergl. oben pag. 652). Wahrscheinlich ist es, dass noch unterhalb des D. Pietrosu, an seinem Osthang, ein schmaler Streifen von Târgu-Ocna'er Schichten zwischen die subkarpathische Salzformation und die dortige Menilitgruppe sich einschiebt. Es müssten diesbezüglich die vorerwähnten gypsführenden Schichten in Betracht kommen. Allein ihre petrographische Aus-

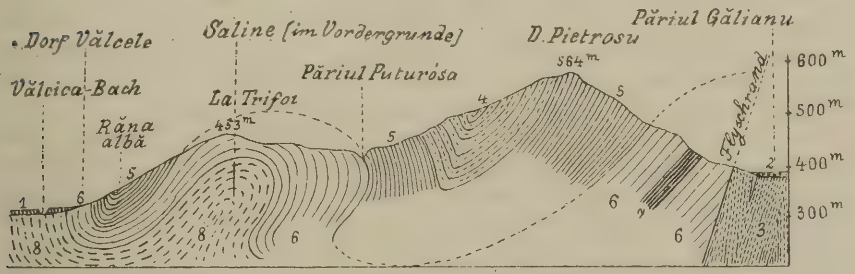
bildung gemahnt ebenso gut an die Salzthonfacies der Târgu-Ocna'er Gruppe, als auch an jene des subkarpathischen Miocän. Da in diesen Bildungen auch keine Versteinerungen zu finden sind, könnte die geologische Altersfrage blos durch tektonische Beobachtungen entschieden werden, wozu die im Păriul Gălianu vorhandenen Entblössungen nicht ausreichen.

Unserem Profile Fig. 21, pag. 655 wurde die begreifliche Annahme zu Grunde gelegt, dass die gypsführenden Schichten, welche am Osthang des D. Pietrosu unter die Menilitgruppe einschiessen, noch der Târgu-Ocna'er Gruppe angehören.

Die Anhöhe „La Trifoi" im Norden der Saline.

Die Anhöhe „La Trifoi" zweigt sich vom D. Pietrosu in westlicher Richtung ab und trennt die Salzmulde von Târgu-Ocna von Val. Prislopului, einem zum Păriul Vălcica mündenden Thale. Wichtig

Fig. 22.



Profil über die Anhöhe „La Trifoi".

(Nördliche Umgebung der Saline von Târgu-Ocna).

1. Alluvium.
2. Berglehm.
3. Miocäne Salzformation.
4. Obere Abtheilung der Menilitschieferstufe (Tisești-Sandstein).
5. Untere Abtheilung der Menilitschieferstufe. (Tisești-Sandstein der unteren Menilitstufe bei Băna albă).
6. Schichten von Târgu-Ocna (westwärts, zufolge Ueberhandnehmen der äquivalenten, palaeogenen „Salzformation" an Mächtigkeit verlierend).
7. Gyps.
8. Palaeogene Salzformation.

ist diese Anhöhe darum, weil die Antiklinale, welche die Salzlagerstätte beherbergt, nordwärts über dieselbe wegsetzt.

Am Südfusse des Trifoihügels, und zwar an der Berglehne „La Greblesu" ist die bereits viel erwähnte Ueberlagerung der palaeogenen Salzthonserie durch die Târgu-Ocna'er Gruppe von Neuem zu beobachten. Die der letzteren gewöhnlich eingeschalteten, grünen Breccienconglomerat- und kieseligen Sandkalkplatten sind an der genannten Berglehne oberhalb der Saline eine häufige Erscheinung.

Die Grenze zwischen der Salzthon- und der Târgu-Ocna'er Facies entfällt auf die Côte 350 *m* bis höchstens 400 *m*. Ueber die 453 *m* hohe Bergspitze „La Trifoi“ breitet sich eine antiklinale Kappe von Târgu-Ocna'er Schichten aus. Doch ist die Antiklinalstellung der letzteren blos am steilen Nordhang des Trifoiberges, längs dem Prislopthälchen à la vue zu verfolgen (zwischen der Mündung des letzteren im Westen und dem Bacheinriss Puturósa im Osten). Auf der Höhe des Trifoiberges beginnt die Region der östlichen Fallrichtung und des östlichen Sattelschenkels bereits dicht im Westen des Triangulationspunktes 453 *m*.

Der Unterlauf des Val. Prislopului.

Da das Prislopthal oberhalb der Isohypse von 350 *m* liegt, tritt die in demselben ausstreichende Antiklinale blos je nach ihren hangenden Târgu-Ocna'er Schichten zu Tage, während ihr Salzthonkern fast gar nicht zum Vorschein kömmt. In der Nähe einer auf Gyps hinweisenden Schwefelwasserstoffquelle ist im Bacheinriss des Prislopthales der Antiklinalkern selbst deutlich entblösst. Derselbe ist über Tag an eine graue, mergelige Schichtenreihe gebunden, welcher noch feste Kalkbänke eingeschaltet sind, was eher mit der Târgu-Ocna'er, als mit der Salzthongruppe übereinstimmt.

Die bunten Thone und Mergel erscheinen als typische Vertreter der ersteren erst im Hangenden dieser Schichten in mächtiger Entwicklung. Der Ostschenkel der Antiklinale ist längs des Prislopthales durch östliches Fallen der genannten bunten Thone gekennzeichnet. Der Fallwinkel der letzteren wird in östlicher Richtung, zu der über den Bacheinriss Puturósa verlaufenden Grenze der Pietrosu-Synklinale hin, immer steiler und steiler. Auf diese Weise ist die Ueberkippung des Ostschenkels der Antiklinale des Trifoiberges in vorhandenen Aufschlüssen thatsächlich angedeutet.

An der Grenze gegen die Pietrosu-Synklinale wurde übrigens in einigen Aufschlüssen des Prislopthales die besagte Ueberkippung direct beobachtet (südliche Thalseite).

Răna albă.

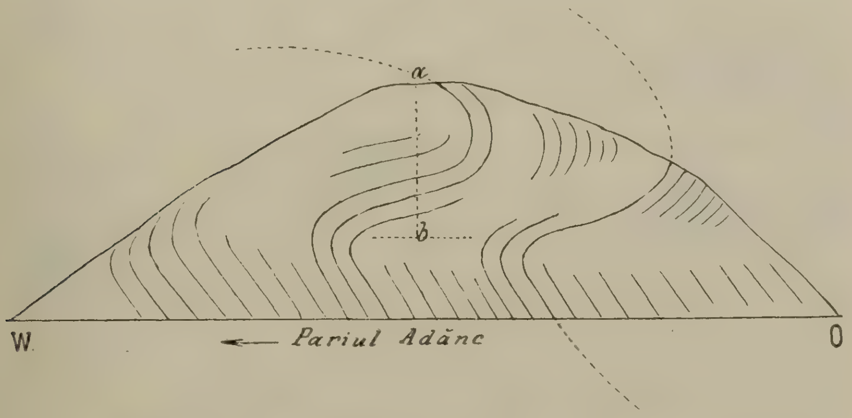
Am Westschenkel der Antiklinale des Trifoiberges, und zwar tief unterhalb des letzteren, ist den Târgu-Ocna'er Schichten eine Scholle von dickbankigen Tisesti-Sandstein und Sand aufgesetzt. Dieselbe ist mehrere Meter mächtig und greift nordwärts fast bis zum Thalgrund des Prislopbaches, dicht neben seiner Mündung in den Vălcicabach hinüber. Dass diese nicht ganz deutlich synklinale Sandsteinscholle durch Verwerfungen begrenzt sei, ist unwahrscheinlich. Es stellt dieselbe nicht eine directe Verlängerung der unten zu besprechenden Synklinale des D. Cărbunarului dar, ist aber von der letzteren nicht weit entfernt, und zwar in der Streichrichtung der Schichten. Theoretisch sind die in unserem Profil (Fig. 22) längs des Westrandes der Sandsteinscholle angezeigten Ausbisse der Târgu-Ocna'er Gruppe.

Westwärts von Răna albă scheinen sich die Târgu-Ocna'er Schichten nach und nach auszukeilen, indem gleichzeitig innerhalb der Schichtenreihe die liegende Salzthonfacies immer mehr und mehr überwiegt.

Păriul adănc.

Dieser Bacheinriss läuft über die Ostböschung des Vălcicathales herab und mündet in das letztere kaum 2 *km* nördlich vom Prislopthälchen ein.

Fig. 23.



Steilufer in Păriul Adănc bei Vălcele nächst Târgu-Ocna.
Schichtenstellung am Ostschenkel der dortigen „Eocän"-Antiklinale.
a—b. Tiefenstufe der Ueberkippung.

Der untere Lauf des Păriul adănc lässt dunkle und grüne Schieferthone mit eingelagerten Platten von Hieroglyphensandstein und dem gewöhnlichen grünen Breccienconglomerat der Târgu-Ocna'er Gruppe zu Tage treten.

Westwärts beginnt innerhalb dieser Gesteinsreihe nach und nach das Gepräge der Salzthonfacies zu überwiegen, bis schliesslich am westlichen Abhang des Vălcicathales blos die letztere herrscht. Zum Unterschiede zur Ocna'er Salzmulde nehmen dabei die palaeogenen Salzthonschichten eine vorherrschend sandige Entwickelung an.

Am Vişani- und Nistoroehügel, wie auch überhaupt am Westhang des Vălcicathales ist die palaeogene Salzthongruppe aus alternirenden gelblichen, glimmerigen Mergelsandsteinen und aus ebensolchen sandigen Mergeln mit zahlreich eingeschalteten Gypsbänken zusammengesetzt. Soweit von mir beobachtet wurde, dachen die Salzthonbildungen des westlichen Vălcica'er Thalabhanges steil nach Westen ab, während am gegenüberliegenden Thalabhang die östliche Fallrichtung sich geltend macht. Dortselbst sind die vorerwähnten

Târgu-Ocna'er Schichten, bereits vom Eingang in den Bacheinriss Păriul adănc angefangen, nach E 30° S (8h) geneigt, beispielsweise unter 50°.

Wahrscheinlich ist es, dass die im Păriul adănc ostwärts fallenden Târgu-Ocna'er Schichten noch als Ostschenkel der nämlichen Antiklinale angehören, welche mehr im Süden über die Anhöhe „La Trifoi" und die Salzmulde von Târgu-Ocna zu verfolgen ist. Doch muss diese Frage unentschieden bleiben.

Eine eigenthümliche Thatsache, welche an den Steilufern des Bacheinrisses „Păriul adănc" zu constatiren ist, besteht in Folgendem. Im unteren hypsometrischen Niveau dieser Aufschlüsse zeigen die Târgu-Ocna'er Schichten die vorerwähnte steile, östliche Neigung. Etwas höher hinauf sieht man aber die Schichten an den Felswänden plötzlich bogenförmig umkippen, so dass im obersten hypsometrischen Niveau der letzteren sanftes Westfallen herrscht.

Danach ist der Ostschenkel der Antiklinale des „Pâriul adănc" überkippt. Doch beschränkt sich die Ueberkippung desselben auf eine ganz seichte, nahe der Oberfläche gelegene hypsometrische Tiefenstufe (vergl. Fig. 23). Nordwärts ändert sich dieses Verhältniss im Fortstreichen der gegebenen Schichten ganz beträchtlich. In der nördlichen Umgebung des „Păriul adănc" greift das überkippte Antiklinalgewölbe zungenförmig[1]) immer weiter und weiter nach Osten vor, bis sich dasselbe schliesslich über die ganze Bergspitze Vf. Cerdac sammt D. Bouru ausbreitet, welche im Nordosten von Păriul adănc, etwa in einer Entfernung von 1 *km* bis zu einer Höhe von 710 *m* aufragen (vergl. die drei gegenüberstehenden Profile Fig. 24 und deren Erläuterung).

Die Menilitschiefer-Synklinale des oberen Prislopthales.

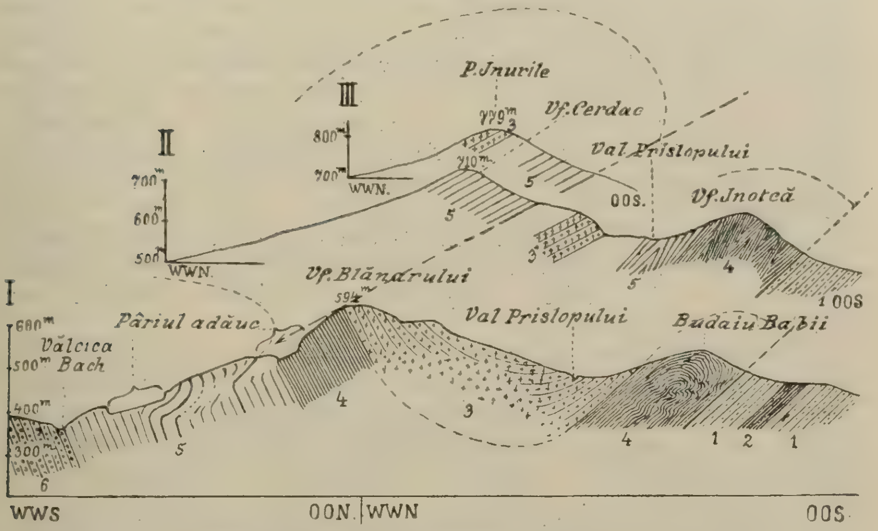
Dieselbe schliesst sich von Osten her an die Antiklinale des Berges „La Trifoi" und an jene des Păriul adănc an. Es breitet sich diese grosse Synklinale bis über die hohen Berge hinaus, welche die beiderseitigen Wasserscheiden des Prislopthales abgeben. Ringsherum weist die Prislop-Synklinale einen einige hundert Meter breiten Saum auf, an welchem die untere Menilitgruppe ausstreicht, ohne dass aber die letztere stratigraphisch scharf begrenzbar wäre. Der obere massige Tisesti-Sandstein, welcher die Synklinalmitte ausfüllt, erscheint innerhalb der synklinalen Randzone in relativ mindermächtigen Lagen.

Der Westrand unserer Synklinale streicht über den oberen Theil des Păriul adănc und ist nicht überkippt. Doch ist die tektonische Leitlinie des zugehörigen Luftsattels, gemäss dem Obigen, als nach Osten überkippt anzunehmen.

[1]) Es wird hier nicht das geographische Areal der Antiklinale als „zungenförmig" ausgebuchtet bezeichnet, sondern es soll die tektonische Leitlinie der überkippten Antiklinale als zungenförmig ausgezogen hingestellt werden.

Die Târgu-Ocna'er Schichten, welche den Westrand der Synklinale im oberen Părîul adânc in concordanter Schichtenstellung begleiten, schiessen unter 45—55° nach E 20—30° N, ein und zwar direct unter:

Fig. 24.



I. Querprofil über Vf. Blănarului zum Flyschrand.
II. Querprofil über Vf. Cerdac und den Flyschrand.
III. Ebensolches Querprofil über P. Inurile bei Bratesti.

Diese drei fast parallelen Profile sind in der Richtung des Fortstreichens der nämlichen Schichten, Berge und Thäler, kaum 1—$1^1/_2$ *km* von einander entfernt. — P. Cerdac und Inurile sind weiter im Norden und dabei fast 1 *km* mehr nach Osten hin gelegen, als Vf. Blănarului. Es ist dies eine und dieselbe Bergreihe, längs welcher die absolute Höhe bei P. Inurile am grössten, hingegen bei Vf. Blănarului am geringsten ist.

1. Miocäne Salzformation.
2. Gyps derselben.
3. Obere Abtheilung der Menilitstufe.
4. Untere Abtheilung der Menilitstufe.
5. Schichten von Târgu-Ocna.
6. Palaeogene Salzformation.

1. eine 2 *m* dicke Bank von Tisești-Sandstein. Als Hangendes der letzteren sind sodann längs des Bacheinrisses die nachstehenden Schichtenglieder zu beobachten:

2. Typische „Menilitschiefer", 2 *m*.
3. Massiger Tisești-Sandstein, etwa 50 *m* mächtig.
4. Schipoter dünnplattige Kieselkalke und -Mergel, etwa 30 *m*.
5. Menilitschiefer mit dünnen Lagen von fast glasigem Sandstein, etwa 80 *m*.

6. Schipoter-Schichten, etwa 10 *m*.

7. Menilitschiefer mit eingeschalteten Bänken von Tisești-Sandstein, vielleicht 150 *m* mächtig.

8. Massiger Tisești-Sandstein, mehrere Meter mächtig.

Der dicht nördlich von dem Oberlauf des Păriul adănc aufragende Berg Vf. Blănarului (567 *m*), liegt noch inmitten der westlichen Randzone unserer Synklinale und wird von einem Schipoter Schichtenzuge beherrscht. Süd-südostwärts streicht die westliche Randzone zum Prisloptbal hin und verquert dasselbe gleich neben dem Triangulationspunkte (370 *m*). Auf der Südseite des Prislopthales ist es der zum letzteren mündende Bacheinriss „Puturósa", ferner die Osthälfte der Anhöhe Trifoi sammt dem D. Pietrosu, welche der besagten synklinalen Randzone angehören (Profil Fig. 22, oben pag. 657).

Am Trifoiberg wurde, in Grenzaufschlüssen des Menilitschiefers und Tisești-Sandsteines gegen die dortige „Eocän"- [1]) Antiklinale hin, ein steiles (45°) nord-nordöstliches Einfallen der Schichten beobachtet.

Im obersten Theil des Bacheinrisses Puturósa ist ein mächtiger Menilitschieferzug sammt einer ostwärts an denselben anstossenden, vielleicht 50 *m* mächtigen Tisești-Sandsteinlage entblösst. Der letztere alternirt nur mit untergeordneten Zwischenbänken des nämlichen Schiefers, wobei diese Bildungen nach N 5° E fortstreichen und senkrecht einschiessen.

Als Hangendes des obigen Tisești-Sandsteines ist ein Schipoter Schichtenzug zu nennen, welcher im Bache am Nordfusse des Butnariuberges, und zwar dicht neben dem Triangulationspunkte (370 *m*), ausstreicht.

Derselbe ist etwa 30 *m* breit, und seinerseits längs des Baches von Menilitschiefern überlagert, innerhalb welcher noch zweimal Schipoter Schichten von beinahe 20 *m* Mächtigkeit sich wiederholen. Zufolge der hier ausnahmsweise undeutlichen, dünnplattigen Absonderung nehmen die Schipoter Schichten in gewissen Bänken ein fast massiges Gepräge an.

Von da an gelangt man bachaufwärts, längs des Nordfusses des Butnariuberges, alsbald zum oberen Tisești-Sandstein und Sand. Derselbe ist etwa 80 *m* mächtig [2]). Als jüngstes Oligocänglied der Prislop-Synklinale ist die ansehnliche, am Ostfusse des Butnariuberges anstehende Schichtenreihe von dünnbankigem Tisești - Sandstein, und analogem Sandsteinschiefer anzuführen. Dieselbe ist ganz ähnlich jener, welche in der Synklinalmitte des Trotușbettes bei Târgu-Ocna, und zwar nächst der Raducanukirche, sich einstellt.

All' die obigen, am Fusse des Butnariuberges im Prislopbache entblössten Schichten fallen unter 60—80° nach E 5° S bis nach E 10° N ein.

[1]) „Eocän" im Sinne der Târgu-Ocna'er Gruppe.

[2]) Diesem mit den üblichen gelben Beschlägen ausgestatteten Sandstein entströmen in dieser Gegend zahlreiche eisenhältige, wie auch Schwefelwasserstoff-Quellen. Das Thälchen Puturósa verdankt den letzteren seinen Namen.

In ihrem nördlichen Fortstreichen ist die Schichtenfolge des Butnariuberges zuerst unterhalb von Poeana Petri, am gegenüberliegenden Nordwesthang des Prislopthales, aufgeschlossen.

Ihre Fallrichtung ist dortselbst eine nord-nordöstliche. Der massige Tisesti-Sandstein führt zahlreiche metergrosse Concretionärkugeln. In seinem Liegenden erscheinen schwarze, bituminöse, dünnplattige Tisesti-Sandsteine, welche mit Schieferthon alterniren.

Noch weiter nordwärts ist die besagte Schichtenreihe zuletzt an hohen Felswänden wiederzufinden, welche den Westhang des obersten Prislopthales, tief am Fusse des Cerdacberges umsäumen.

An diesen Felswänden zeigen unsere Schichten bereits eine sanft westliche Neigung (beispielweise: 32° nach W 20° N). Besteigt man aber den Cerdacberg, so ist die Ueberlagerung der Menilitgruppe durch die vorerwähnte, diese Bergspitze beherrschende, nach Osten überkippte „Eocän"-Antiklinale zu constatiren (Profil II in Fig. 24, pag. 661).

D. Chiliei, P. Inurile.

Nördlich vom Cerdacberg streichen die überkippten Târgu-Ocna'er Schichten noch über den langen und schmalen D. Chiliei 714 *m* fort, welcher im Westen von Bratesti aufragt (Streichen NE; Fallen NW unter 25°). — In dem denselben eingeschalteten, grünen Breccienconglomerat wurden hier, wie auch am Cerdac, zahlreiche kleine Nummuliten beobachtet.

Auf der im Norden von D. Chiliei gelegenen Bergspitze (779 *m*, P. Inurile) wurde anstehender Tisesti-Sandstein vorgefunden. Derselbe ist als Hangendes jener überkippten Antiklinale der Târgu-Ocna'er Schichten zu betrachten, welcher mehr im Süden der Cerdacberg und D. Chiliei angehören.

Berg Inotca (577—612 *m*), sowie Vf. Orsoiului (665 *m*) und Vf. Corhana (400 *m*) bei Bratesti.

Diese Berge stellen sich als Glieder eines kaum einige hundert Meter breiten und mehrere Kilometer langen, aus harten Schipoter Schichten aufgebauten, felsigen Walles dar, welcher in der nördlichen Fortsetzung des Pietrosu die östliche Randzone der Prislop-Synklinale umsäumt. Ebenso wie D. Pietrosu, ist auch dieser bizarre und orographisch selbstständige Felsenwall unmittelbar an der subkarpathischen Flyschgrenze gelegen. Der Bergsattel Budaiu Babii, welcher den Anschluss des Inotcaberges an D. Pietrosu vermittelt, gehört, je nach seiner Westböschung der Menilitgruppe an, während hingegen seine Ostböschung bis fast zur Höhe des Bergsattels der Salzformation zufällt. An Gypsbänken der letzteren wurde dicht unterhalb von Budaiu Babii steiles (45°) Westfallen (W 20° N) constatirt.

An dem über den Bergsattel sich erhebenden felsigen Südhang des Inotcaberges beschreiben die Schipoter Schichten einen Antiklinalbogen. Derselbe umfasst den Inotcaberg nach seiner ganzen Breite von Westen nach Osten und schreitet mit zahlreichen Secundärsätteln und -Knickungen einher.

Auch bei dieser Antiklinale ist der Ostschenkel überkippt, wobei aber derselbe sehr steil nach Westen einschiesst. Derselbe greift sichtlich mittelst streichenden Bruches über die subkarpathische Salzformation hinüber (Profil I in Fig. 24, pag. 661). Es bietet sich hierin eine auffällige Analogie zu den Verhältnissen, welche im Păriul Otarului auf der Südseite des Trotusflusses herrschen (vergl. pag. 634 ff. und Profil Fig. 2. Taf. XVI). Längs des Osthanges des Inotcaberges reicht die Salzformation ebenso hoch hinauf, wie an dem obigen Bergsattel, welcher südwärts zum D. Pietrosu hinüberführt.

In Bratesti wurde von mir ein tiefer Bacheinschnitt besucht, welcher zwischen Vf. Orsoiului und dem Corhanaberg den Flyschrand verquert. Derselbe gestattet zu erkennen, dass der mächtige, bis 300 *m* breite Schipoter Schichtenzug „Inotca-Corhana", bei Bratesti aus beiläufig 10—15 scharfen secundären Sätteln und Mulden besteht, welche sämmtlich nach Osten überkippt sind. Es alterniren im Bacheinschnitt Menilitschiefer mit fast glasigen Sandsteinplatten und mit Schipoter Kieselmergeln, zu welchen sich ausserdem pechschwarze, dünnplattige Hornsteine gesellen [1]). Der Fallwinkel beträgt zumeist 60°. Doch sind die Ostschenkel der Sättel oft fast senkrecht.

Gegen Osten grenzt dieser Schipoter Schichtenzug an das subkarpathische Miocän, welches in Bratesti zahlreiche Gypsbänke führt. Wenn man aber den obigen Bacheinschnitt nach entgegengesetzter, westlicher Richtung hin durchschreitet, ist jenseits des schroffen Schipoter Felsrückens von Neuem Salzformation zu beobachten.

Dadurch gewinnt man den Eindruck, als ob das Miocän buchtenförmig in das Flyschgebiet hineingreifen möchte, worauf erst die benachbarte, weiter im Westen aufragende Bergkette „Cerdac-Inurile" die erste zusammenhängende Flyschwelle repräsentiren würde.

Doch ergab die nähere Untersuchung, dass die an der Westseite der Bergreihe Orsoiu-Corhana erscheinende graue Mergelserie, welche Salzausblühungen aufweist, sich concordant an die Schipoter Schichten von Orsoiu-Corhana anschliesst und auf eine facielle Nuance innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe zurückzuführen ist, welche dortselbst gleichfalls auftritt.

Schliesslich möge zur Erläuterung der obigen, auf die Bergregion zwischen dem Flyschrand bei Bratesti und dem Vălcicathal Bezug habenden Daten die folgende Vermuthung geäussert werden.

Der Hauptsache nach scheint der Flyschrand bei Bratesti aus übereinandergeschobenen Hangendschenkeln zweier verschiedener Antiklinalen aufgebaut zu sein, und zwar jener von Vf. Cerdac und Piatra Inurile einerseits, sowie jener von Vf. Orsoiului und Corhana andererseits (Profil II und III in Fig. 24). Ich hatte an Ort und Stelle nicht die nöthige Musse, diese Beobachtungen in einer für eine allfällige Entscheidung dieser Frage nöthigen Art und Weise abzu-

[1]) Der Corhanaberg ist der Fundort des versteinerten, zum Pityoxylon-Typus gehörenden Holzes, dessen im stratigraphischen Theil gedacht wurde.

schliessen. Es wird mit der Zeit an die Tektonik des ganzen, zwischen Bratesti und Berzuntu gelegenen Flyschrandabschnittes ein besonderes Interesse angeknüpft werden können.

IV. Zur Kenntniss der Neogenzone der Bacau'er Karpathen.

Allgemeine Charakteristik.

Die Neogenzone der Bacau'er Karpathen zeigt in orographischer, stratigraphischer und tektonischer Hinsicht eine intermediäre Ausbildung zwischen der niedrigen, hügeligen Salzthonzone der nördlichen Karpathenländer und der ansehnlichen miopliocänen, randlichen Bergzone der walachischen Karpathen.

Die Flyschumrahmung an der äussersten Westgrenze unserer Neogenzone ist orographisch bei Weitem mehr selbstständig, als es in der Walachei der Fall ist, und ist innerhalb der letzteren der Charakter einer niedrigen, subkarpathischen Hügellandschaft noch nicht ganz abgestreift. Trotzdem entspricht der Flyschrand im Bacau'er Districte durchaus nicht einem bedeutenden Höhenunterschiede gegenüber der neogenen Hügellandschaft, zumal der erstere zwischen den Isohypsen von 500 *m* und 1000 *m* schwankt, hingegen die letztere, abgesehen von Thälern, den Höhenunterschieden zwischen 400 *m* und 700 *m* entspricht.

Höhenniveaus von über 500 *m* erreicht die neogene Salzformation blos auf der Wasserscheide zwischen dem Tasleu Mare- und dem Seretflusse. Es ist dies eine breite, direct an dem sarmatischen Tafelland anhebende, randliche Hebungswelle der Salzformation, welche das allgemeine Niveau der zwischen derselben und dem Flyschrand sich ausbreitenden Hügellandschaft bis um 200 *m* überragt und auch geologisch der letzteren gegenüberzustellen ist [1]).

Zum nicht geringen Theil verdankt der Flyschrand seine orographische Selbstständigkeit den schroffen Reliefformen der denselben aufbauenden Oligocängesteine.

Demgegenüber bilden die mürben neogenen Sedimente stets sanft abgerundete Hügel, und besteht eine eminent entwickelungsgeschichtliche Eigenthümlichkeit der letzteren darin, dass häufig auch die bedeutendsten, weit und breit dominirenden Anhöhen deutliche Spuren eines ursprünglich terrassirten Bodenreliefs verrathen. Es ist dies eine den heutigen Nieder- und Hochterrassen der Thäler gegenüberzustellende Erscheinung, welche sowohl in den Bacau'er, als auch in den Prahova'er Karpathen, selbst noch ganz dicht neben dem Flyschrand, beobachtet wurde [2]). Es scheint durch diese hie und da

[1]) Vergl. meinen Reisebericht, Theil I, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, p. 141.
[2]) Näheres darüber in einem erst zu publicirenden Aufsatze, betreffend die Karpathen des Districtes Prahova.

auf den ansehnlichsten Bodenerhebungen erkennbaren Reste von sonst ganz untergegangenen Terrassen der Zeitpunkt angezeigt zu sein, zu welchem die allerjüngste Phase der Gebirgsfaltung in Rumänien bereits im Grossen und Ganzen vorüber war.

Zwar gehören die an den Faltungen der neogenen Randzone der Bacau'er Karpathen Antheil nehmenden Sedimente, im Bereiche des von mir untersuchten Gebietes, sowohl der miocänen Salzformation als auch der sarmatischen Stufe an. Gefaltet ist aber auch das innerkarpathische, diesem Gebiete zufallende Pliocänbecken von Lapoș.

Es wurde namentlich von Cobalcescu[1]) darauf hingewiesen, dass die sarmatische Stufe im Bacau'er Districte bei Luncani und Pharaoni, d. h. bereits ganz an der Aussenseite der Salzthonzone gegen die Ebene zu, ihre Westgrenze erreiche. Längs der letzteren steige die sarmatische Stufe noch an die äussere randliche Welle der Salzformation mit einer Neigung 15—35° hinauf, um bereits dicht daneben in der Ebene eine überaus sanfte, à la vue nicht mehr unterscheidbare, südöstliche Schollenneigung anzunehmen.

Nunmehr können diese wichtigen Beobachtungen dahin ergänzt werden, dass die sarmatische Stufe gemeinsam mit der liegenden Salzformation bis an den Flyschrand der Bacau'er Karpathen heranreicht. (Viișoara bei Târgu-Ocna; die Oelgrube von Cașinu bei Onesti.)

Innerhalb der Salzthonzone ist die sarmatische Stufe bald zufolge von Erosion, bald anscheinend zufolge von Ueberschiebung, eine sporadische Erscheinung. Doch genügt ihre Erscheinungsweise auf dem Petroleumfelde von Cașinu, um zu beweisen, dass die sarmatischen Schichten im Bereiche der subkarpathischen Neogenzone an den Faltungen der Salzformation sich betheiligen. In dieser Hinsicht bietet sich uns im Bacau'er District von Neuem ein wichtiger Gegensatz zu den nördlichen Karpathenländern dar und macht sich gleichzeitig ein Umschwung zu jenen Verhältnissen bemerkbar, welche in den walachischen Gebirgstheilen herrschen, wo eine stark gefaltete miopliocäne Randzone den Flyschrand umsäumt.

Noch mag vorausgesendet werden, dass die bei Târgu-Ocna, bei Bratesti und Grozesti an den Flyschrand angrenzende subkarpathische Salzformation der Fossilien gänzlich entbehrt. Dieselbe ist als Miocän nachweisbar, zufolge ihrer stratigraphischen Continuität mit hangenden Nulliporenkalkbänken, welche zahlreiche Fossilien der zweiten Mediterranstufe enthalten, wie auch zufolge des stratigraphischen Zusammenhanges mit der sarmatischen Stufe. Ausserdem ist für die miocäne Salzformation das Vorkommen von Palla bezeichnend[2]).

[1]) Cobalcescu, Verh. der k. k. geol R.-A. 1883, pag. 149—150.

[2]) Die nachfolgende, der Neogenzone geltende Localbeschreibung stellt einen Nachtrag zu meinem Reiseberichte (I. Theil, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 132 ff., dar. Ausserdem ist vorauszuschicken, was bereits oben auf pag. 623 f., 636 und 641 f. bemerkt wurde.

Die sarmatischen Vorkommnisse bei Păriul Gălianu und bei Viisoara nächst Târgu-Ocna.

Das Gălianuthal verläuft längs des Flyschrandes. Auf den Westabhang des Gălianuthales entfällt die Grenze zwischen dem Miocän und den am Flyschrand ausstreichenden palaeogenen Târgu-Ocna'er Schichten. Doch ist diese Grenze zufolge unzureichender Aufschlüsse zumeist nur annähernd feststellbar. Die miocäne Salzformation ist erst an der Ostböschung des besagten, kaum $1^1/_2$ *km* breiten Thales sicher nachzuweisen, zumal sie dortselbst von sarmatischen Sedimenten überlagert ist.

Den letzteren gehört die im Osten des Gălianuthales gelegene Anhöhe „La Hânsu" (484 *m*) und der Deasaberg (474 *m*) an. Sowohl auf diesen Hügeln, wie auch im oberen Niveau der östlichen Böschung des Gălianuthales, erscheint ein grobkörniger Sandstein, welcher zahlreiche, haselnussgrosse Rollstücke von karpathischen Oligocängesteinen (z. B. von Hornstein der Menilitgruppe) enthält und mit dunklem Mergelschiefer wechsellagert. — Gewisse Zwischenbänke des Sandsteines stellen ein wahres Conglomerat aus ganz abgerundeten Brocken verschiedener Flyschgesteine dar. Die Quarzkörner des Sandsteines sind ringsherum von einem sehr reichen Kalkcement umhüllt, ähnlich, wie es unter Anderem bei sarmatischen und pseudosarmatischen Sandsteinen der Fall zu sein pflegt.

An Fossilien wurden im Sandstein beobachtet:

Cerithium cf. pictum
Cardium aff. protractum
„ *sp.*
Ervilia sp.
Pecten sp.

Obzwar durch diese Bestimmungen das sarmatische Alter der Felsart direct nicht nachweisbar erscheint, ist dasselbe durch die gegebene Vergesellschaftung von Formen und die Art ihres geologischen Vorkommens im Hangenden der Salzformation so gut wie sichergestellt.

Noch im Osten des Deasa- und Hânsuberges stehen die genannten Sandstein- und Conglomeratschichten an, wobei dieselben nach N 25—30° E streichen und an nächstbenachbarten Stellen unter 10—35° bald nach Osten, bald nach Westen geneigt sind.

Wahrscheinlich sind es sarmatische Strandgebilde, welche der Salzformation concordant aufruhen.

Weiter im Süden und Osten sind die Hügel Vf. Arcaciu (429 *m*), Vf. Dogmana (455 *m*) und La Săratură (405 *m*[1]) bei Viisoara als

[1]) Im Gegensatze zu der beachtenswerthen Bezeichnung „La Săratură" sind an dem betreffenden Berghang nirgends Salzausblühungen vorhanden. Ferner ist zu erwähnen, dass dieser Hügel in meinem Reiseberichte unter dem Namen „Stragela" angeführt wurde, welcher letztere aber auf der mir später zugekommenen Generalstabskarte nicht zu finden ist. (Verh. der k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 136).

noch im Verbreitungsgebiet der sarmatischen Bildungen gelegen zu betrachten.

Oberhalb der „Săratură“ konnte die Ausbreitung der sarmatischen Stufe nach dieser Richtung hin von Neuem durch Fossilienfunde erhärtert werden. Dieser und die vorerwähnten Hügel sind insgesammt als die nördliche Hochterrasse des Trotusflusses aufzufassen. Während der nach Süden abdachende Steilrand der letzeren zwischen den Isohypsen von 260 *m* und 400 *m* gelegen ist, finden sich erst oberhalb der Côte von 400 *m* auf der Höhe „La Săratură“ zahlreiche, lose liegende, scharfkantige Bruchstücke von sarmatischem Sandstein.

In demselben wurden nicht näher bestimmbare Hydrobien, Cardien, (?) Mactren und Ervilien gesammelt. An den mitgebrachten Handstücken konnten nachträglich *Ervilia Podolica Eichw.* und *Cardium obsoletum Eichw.* sicher nachgewiesen werden. Begleitet sind diese Verwitterungsreste von faustgrossen Geröllen verschiedener palaeogener Gesteine des benachbarten Flyschrandes. Das Vorkommen der Gerölle ist, da es mit den scharfkantigen Trümmern des sarmatischen Sandsteines vergesellschaftet erscheint, auf sarmatische Conglomerate nach Analogie jener des Deasa- und Hânsuberges zurückzuführen [1]).

Vorkommnisse von Nulliporenkalk. Vf. Clenciului.

Das mit den sarmatischen Verwitterungsresten bestreute Gebiet ist ausserdem durch das Vorkommen lose liegender Blöcke von Nulliporenkalk charakterisirt. Die mediterrane Fauna der letzteren wurde bereits früher von mir besprochen (l. c. 1896, pag. 137). Ich besuchte diesen Fundort von Neuem noch im Jahre 1897 und ist zu der l. c. angegebenen Fossilienliste noch *Arca barbata Linn. var.* [2]) nachzutragen. Auch muss auf das sehr häufige Vorkommen von Riffkorallen Nachdruck gelegt werden.

Nebenbei ist zu erwähnen, dass durch eingeschlossene Korallen und durch die mitvorkommende *Pectines*-Gruppe (*P. aff. substriatus M. Hoern.; non d'Orb.*) unsere Nulliporenkalk-Vorkommnisse sich von gewissen kleinkörnigen Nulliporenschichten unterscheiden, welche in Ostgalizien den faciellen Uebergang zu Gypsmergeln und dem Salzthon herstellen [3]). Die genannte *Pectines*-Gruppe ist mit dem Typus von *P. pusio Lin.* identisch, welcher hinsichtlich seiner faciellen Bedeutung aus heutigen Meeren bekannt ist (J. Walther). Die in obigem Nulliporenkalk nachgewiesene Gattung *Conus* ist mir aus miocänen Nulliporenkalken Podoliens nur von wenigen Ortschaften als eine häufige Erscheinung bekannt, und zwar wo die Nulliporenkalke

[1]) In meinem Reiseberichte (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 137) wurden diese Gerölle bereits erwähnt, allein auf Diluvialschotter bezogen. Das in dieser Gegend auftretende sarmatische Conglomerat, wie auch der zugehörige Sandstein waren mir damals noch unbekannt.

[2]) Abart mit nicht ausgebuchtetem Bauchrand.

[3]) Vergl. meinen „Bericht über geologische Untersuchungen, welche in der Gegend von Rohatyn, Przemyślany und Bóbrka-Mikołajów im Auftrage des galizischen Landesausschusses ausgeführt wurden“ (polnisch) in „Sprawozdania Komisyi fizyograficznej, Kraków“. Bd. XXXI, pag. 218 ff; im deutschen Auszug im Anzeiger der Akad. d. Wissensch. Krakau 1896, pag. 417 ff.

durch zahlreiche Korallen, wie auch unter Anderem durch die vorerwähnte *Pectines*-Gruppe gekennzeichnet sind. (*Miodobory*). — Wie bereits in meinem Reiseberichte (l. c. pag. 138) gezeigt, wurde der in Rede stehende Nulliporenkalk auch anstehend in unserer Gegend vorgefunden (Vf. Clenciului 419 *m*). Sein Erscheinen ist durchaus nicht riffartig. Trotzdem ist aus den oben hervorgehobenen faunistischen Merkmalen auf felsigen Meeresgrund, und was an dieser Stelle wichtig, auf die relativ grosse Nähe des ehemaligen Meeresstrandes zu schliessen.

Obwohl die vorerwähnten Nulliporenkalkblöcke häufig kopfgross sind, zeigen dieselben merkwürdiger Weise im Gegensatz zu den mitvorkommenden Trümmern des sarmatischen Sandsteines stets abgerundete Kanten. Vielleicht sind die ersteren aus sarmatischem Conglomerat ausgewittert, wobei in dem letzteren blos die Rollstücke der Flyschgesteine sich durch vollkommene Abrundung auszeichnen würden.

Stratigraphisch muss unser Nulliporenkalk in das oberste Niveau der Salzformation, dicht im Liegenden der sarmatischen Schichten, eingereiht werden.

Der auf der Höhe von Vf. Clenciului anstehende Nulliporenkalk wechsellagert mit Palla und den übrigen Gesteinsgliedern der Salzformation (vergl. l. c. 1896).

Die Tektonik der Neogenzone bei Târgu-Ocna.

An die Beobachtung, dass die Nulliporenkalkbänke des D. Clenciului, welche einige streng locale Secundärsättel bilden, insgesammt nach NNE bis NE unter 45—65° abdachen, ist die folgende Thatsache anzureihen. Das etwa $1^1/_2$ Kilometer breite Areal, welches durch die sarmatischen Bildungen gegeben ist, erstreckt sich vom Gălianuthal bis dicht im Westen vom Clenciuberg. Es zeigt sich, dass dasselbe, abgesehen von ganz kleinen Secundärfalten, überall hin von s a n f t westlich fallenden Schichten beherrscht wird. Dieser Gegensatz der Fallrichtung ist umsomehr nicht ohne Bedeutung, als innerhalb des Areales der westlichen Fallrichtung der Neigungswinkel in der Richtung von Westen nach Osten, d. h. gegen Vf. Clenciului hin, von 10° bis auf 40° sich vergrössert (vergl. umstehend Fig. 25).

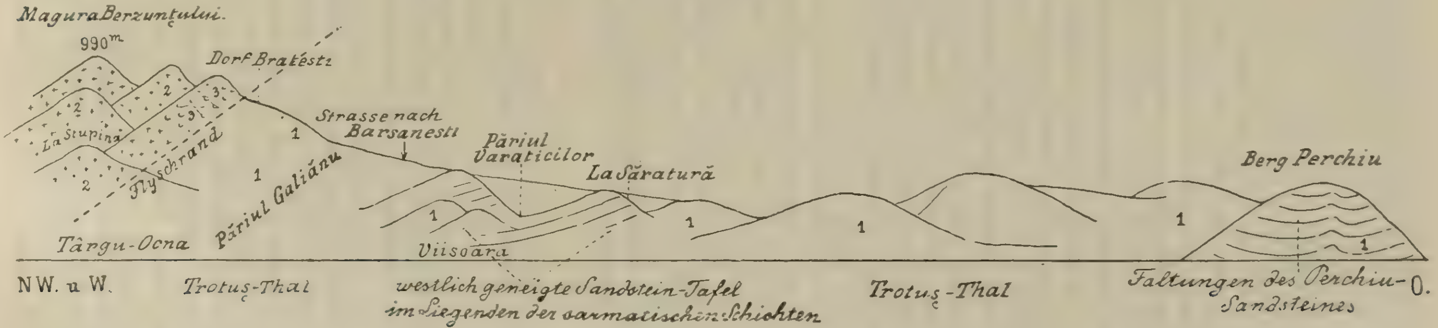
Diesbezüglich ist namentlich der Vergleich der folgenden drei Aufschlüsse anzuempfehlen, welche von Osten nach Westen, in Abständen von einigen hundert Metern, am südlichen Steilrand der Hügel Sarătură, Dogmana und Arcaciu aufeinanderfolgen:

1. Die auf der Höhe der Ostböschung des Terrassenvorsprunges La Sarătură bei Viisoara anstehenden, mit einer mächtigen pallaartigen Zwischenlage ausgestatteten mürben Sandsteine, welche stratigraphisch bereits in die Nähe der dortigen sarmatischen Gesteine zu gehören scheinen, fallen unter 40° nach W 30° N ein.

2. In analogen mächtigen, mürben Sandsteinen, welche auf der Ostseite des Dogmanaberges zu Tage treten, wurde eine 28°-Neigung der Schichten nach W 10° N ermittelt.

3. Ganz sanft, d. h. unter 10°, fallen nach Westen auch die Kugelsandsteine des Păriul Văraticilor ein, welche petrographisch mit den obigen Sandsteinen übereinstimmen.

Fig. 25.



Ansicht der nördlichen Umgebung des Trotuşthales.

(Gesehen von Vf. Coşna, zwischen Târgu-Ocna und Grozesti.)

1. Miocän.
2. Flysch.
3. Schipoter Schichten-Wall bei Bratesti.

Die in diesen drei Aufschlüssen entblössten Schichten gehören einer und derselben, vielleicht 50—80 *m* mächtigen Sandsteinserie an, welche die vorgenannten sarmatischen Bildungen unterteuft und zu oberst sichtlich mit denselben zusammengehörig ist. Die Reliefform dieser Sandsteinmassen ist jene von sanft abgerundeten Hügeln. Die letzteren sind merklich steiler an ihrer Ostseite, welche den Schichtenköpfen entspricht, als an ihrer Westseite, welche als Schichtentafel zu denken ist.

An dem Bergsattel, welcher zwischen den Thälern Păriul Găliann und P. Caraclăului gelegen ist, und über welchen die Strasse von Târgu-Ocna nach Barsănesti führt, sind grünliche Schieferthone, mit eingeschalteten Gypsbänken, von grobkörnigem, glimmerreichen Sandstein mit ebensolchen Thonschmitzen überlagert. Der Sandstein entspricht petrographisch dem unten zu erwähnenden Sandstein des Perchiuberges bei Onesti. Stratigraphisch gehört aber derselbe der vorbesprochenen, die sarmatischen Bildungen im Westen des Găliauuthales unterteufenden Sandsteintafel, und zwar anscheinend als ihr Liegendtheil, an. Es sind dies Uebergangsschichten zwischen der Salzthonformation und der sarmatischen Stufe. Am genannten Bergsattel zeigen dieselben 20⁰-Neigung nach Nordosten (NE 5⁰ N). Es scheint dieser Aufschluss dicht im Westen des obigen Gebietes sich zu befinden, innerhalb dessen die besagten Sandsteinmassen sanft westlich fallen.

Alle diese Aufschlüsse des Miocän bei Sarătură, Dogmana, im Păriul Văraticilor und im Păriul Găliann, wie auch analoge andere (am Berg Cicerea bei Bahna [1]), haben miteinander nicht nur die relativ sanfte Neigung (10—40⁰) der entblössten Schichten gemein, sondern es fällt auf, dass diese s a n f t westlich abdachenden, den Flyschrand umsäumenden Schichten innerhalb unserer Salzformation auf deren oberes hypsometrisches Niveau beschränkt sind. Zwar beherrschen diese sanft geneigten Schichten die Böschungen und die Culminationspunkte der Hochterrasse gegen die Côte von 400 *m* und darüber hinaus. Steilere Schichtenneigungen sind auf diesen Höhen eine Ausnahme (Beispiel: D. Clenciului).

In tieferen hypsometrischen Regionen der Salzthonhügel an den heutigen Steilufern des Trotus- und Oitozflusses und den Steilrändern ihrer niedrigen alten Alluvialterrassen ist, i n d e r N a c h b a r s c h a f t d e s F l y s c h r a n d e s, überall eine steile (50—90⁰), und zwar h i e r n i c h t b l o s w e s t l i c h e, s o n d e r n a b w e c h s e l n d a u c h ö s t l i c h e Schichtenneigung der Salzformation eine Regel o h n e A u s n a h m e. Erst in Entfernung von mehreren Kilometern vom Flyschrande gegen Osten hin sind sanft geneigte Schichten a u c h a n S t e i l u f e r n d e s T r o t u s f l u s s e s zu sehen, und zwar z u m e r s t e n M a l e in der Umgebung des Perchiuberges (503 *m*) bei Onesti.

[1]) Die auf dem Cicereaberg (436 *m*) anstehenden Mergel wechsellagern mit ganz mürbem Sandstein, welcher wohlerhaltene Pflanzenblätter führt. Auf der Höhe des benachbarten Batcaberges (425 *m*) wird eine Flussschotterbildung aus karpathischen Oligocängesteinen von lössähnlichem Lehm überlagert (Hochterasse).

Im Ganzen ist ausserdem die Schichtenreihe der Niederterrasse durch etwas bedeutendere Festigkeit der Gesteine ausgezeichnet, als es bei analogen, gewöhnlich ganz mürben Sedimenten der Fall ist, welche auf den Hügeln der Hochterrasse erscheinen. Dieser letztere Unterschied macht sich, ebenfalls wie der vorige, nicht blos in verticaler Richtung [1]), sondern auch mit zunehmender Entfernung vom Flyschrand bemerkbar [2]).

Schlussfolgerungen. Der obige Gegensatz, welcher in der Nachbarschaft des Flyschrandes, bezüglich des Grades der westlichen Schichtenneigung, sich in den höheren hypsometrischen Niveaus des Salzthonhügellandes einerseits und in seinen hypsometrisch tieferen und tiefsten Regionen andererseits geltend macht, ist kaum durch Discordanz von zweierlei verschiedenaltrigen Schichtengruppen zu deuten. Vielmehr ist es die Annahme von Ueberkippungen und vielleicht auch Ueberschiebungen, mit welcher all die Localdaten gut in Einklang zu bringen sind, und zwar wie folgt:

Die vorbesprochene, westlich sanft geneigte Sandsteintafel, welche durch sarmatische Vorkommnisse am Hânsu- und Deasaberg einerseits und bei „La Sarătură“ andererseits gekrönt ist, entspricht offenbar dem Hangendschenkel einer einige Kilometer breiten (Primär-) Antiklinale. Die Medianzone der letzteren ist durch die weiter im Osten bei Vf. Clenciului merklich steiler aufgerichteten und bereits östlich abdachenden Nulliporenkalkbänke bezeichnet.

Dem zugehörigen primären Sattelkerne sind jene zahlreichen, etwa 10—100 *m* breiten, sehr steilen Secundärfalten der „grauen Schichtenreihe“ [3]) zuzuweisen, durch welche die miocänen Ausbisse an hypsometrisch viel tiefer gelegenen Steilufern des benachbarten Trotuşflusses charakterisirt sind.

Ferner ist es zu beachten, dass im Trotuşbette, zwischen Târgu-Oena und Onesti, blos die genannte, stratigraphisch als Liegendabtheilung des Miocän nachweisbare „graue Schichtenreihe“, und nicht auch die sarmatische Stufe, in gewissen, der primären Faltung entsprechenden Abständen ausstreicht.

Wenigstens habe ich in diesem Abschnitte des Trotuşbettes nirgends die sarmatische Stufe beobachtet, obzwar ich fast alle dortigen Aufschlüsse aufsuchte.

Es ist dies umsomehr auffällig, als es im Hinblick auf die unten zu besprechenden Vorkommnisse von Caşinu so gut wie nachweislich ist, dass die nächst dem Flyschrande erscheinende sarmatische Stufe an den Faltungen der Salzformation in concordanter Schichtenstellung Antheil nimmt.

Die sarmatische Stufe wäre darnach an den Hangendschenkel der gegebenen primären Antiklinalen gebunden. Der Liegendschenkel

---

[1]) Zum Beispiel beim Vergleich der miocänen Salzformation im Dorf Tiseşti oder im Dorf Trotuş (Niederterrasse) mit jener auf dem Berg Cicerea (Hochterrasse).

[2]) Beim Vergleich der Salzformation im Trotuş- und Oitozbette nächst dem Flyschrand einerseits und im Tazlaubecken im Norden von Onesti bei Bratila, Gura Voi etc. andererseits.

[3]) Schichten von Onesti in meinem Reiseberichte l. c. 1896, Theil I.

der letzteren wäre in Folge der Ueberschiebung ganz verdrückt, und in den gegebenen Aufschlüssen nicht mehr vorhanden, so dass es erklärlich wäre, warum die sarmatische Stufe im Trotușbette der Salzformation nicht eingefaltet ist, dort, wo es der Fall sein sollte.

Ich erlaube mir an dieser Stelle kurz zu bemerken, dass ähnliche Verhältnisse von mir auch innerhalb der miocänen Salzformation der Prahova'er Karpathen beobachtet wurden. In Prahova sind als deren Ursache entschieden Ueberschiebungen nachweisbar. Bezüglich der Bacau'er Karpathen ist es eine noch zu lösende Frage, welcher hier blos das vitale Recht gegeben werden sollte.

Berg Perchiu und das Vorkommen von Globigerinenmergel bei Onesti.

Der bereits von Cobalcescu und von mir früher besprochene, dickbankige Gypssandstein des Berges Perchiu bei Onesti zeigt, abgesehen von einigen minderwerthigen Secundärfalten, sanftes (15—30°) Westfallen [1]). Der Berg selbst gehört der nördlichen Hochterrasse des Trotușflusses an. Dicht daneben sind am Steilufer des Trotușbettes jene anderen schieferigen, grauen, mergelig-sandigen Gesteine entblösst, welche die Salzformation des Flussbettes zwischen Onesti und Târgu-Ocna ausmachen („Schichten von Onesti"). Ich suchte das Steilufer gerade dort auf, wo dasselbe ganz nahe an den Perchiu herantritt. Es liegt diese Stelle südlich vom Berg. Es ergab sich, dass dortselbst die graue Onesti'er Schichtenreihe kaum unter 8—30° westlich abdacht. Somit wird durch dieselbe der Sandstein des Berges Perchiu concordant unterlagert.

Es ist dies umso wichtiger, als der Gypssandstein des Perchiu mit den vorbesprochenen Sandsteinmassen, welche die sarmatische Stufe bei Viișoara unterteufen, das stratigraphische Niveau im Hangenden der grauen Schichtenreihe gemeinsam hat und zweifellos mit denselben zusammengehörig ist. In diesem Sinne wurden die beiden Felsarten auch von Cobalcescu aufgefasst [2]), welcher Autor aber mit den letzteren ausserdem gewisse Bildungen auf dem Berg „Dealulul-Sarei" bei der Ocna'er Saline (= Fețele-Târgului oder der Stupinaberg?) identificirt (Flyschbildungen).

Es scheint, dass die besagten, sanft westlich fallenden Sandsteinmassen am Perchiuberge bei Onesti sammt ihren liegenden, gleichfalls sanft westlich geneigten, grauen Mergelschiefern den westlichen Hangendschenkel einer sehr breiten Primärantiklinale repräsentiren.

Der überkippte Ostschenkel der letzteren wäre durch die merklich steiler (50°) westlich abdachenden, grauen Schichten repräsentirt, welche bei „Caraboiu" im Osten des Perchiuberges das Trotușbett verqueren [3]).

---

[1]) Erst gegen den Westhang des Berges zu stellt sich sanfte östliche Neigung der Schichten ein (flache Synklinale). Vergl. Fig. 25 auf pag. 670.

[2]) Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 153—154, und vor Allem Memoriile geolog. ale Scolei Militare diu Jasi 1883, pag. 58.

[3]) Als „Caraboiu" wurde mir die Gegend am Eingang in's Tazlauthal nördlich von Onesti bezeichnet. Eine Ortschaft „Caraboiu" ist aber auf der Karte (1 : 50.000) nicht verzeichnet. Die in Rede stehenden Aufschlüsse von Caraboiu

Dortselbst sieht man zwei verschiedene, ziemlich mächtige (20 *m*) Lagen von weisser Palla. Die letztere ist an ihrer Grenze gegen den dazwischen eingeschalteten Sandstein (20 *m*) stellenweise geschichtet. In den die Palla unterteufenden grauen Mergeln wimmelt es von Orbulinen. Eingelagert sind den Mergeln blos 1—2 *m* dicke Schichten von dem gewöhnlichen Sandstein und Sandsteinschiefer der Salzformation (Streichen NS, Fallen westlich unter 50°)[1]).

Ob in dem vermeintlichen Hangenden dieser Schichten, d. h. längs des Trotusbettes weiter ostwärts, sich der Gypssandstein von Perchiu noch einmal von Neuem einstellt, wäre noch zu entscheiden.

Die Gegend von Caşinu.

Diese durch ihr Petroleumfeld bekannte Ortschaft ist kaum einige Kilometer vom Flyschrand entfernt, mitten in Gebiete der subkarpathischen Salzformation gelegen. Das Petroleumfeld, welches gemeinschaftlich mit dem Herrn C. Alimanestianu und Herrn E. Baum besucht wurde, ist durch wenige, zumeist verlassene Oelbrunnen im Păriul Păcura angedeutet. Die letzteren sollen 80—160 *m* tief sein. Die Production soll jetzt aus dem ganzen Petroleumfelde monatlich kaum 10.000 *kg* Rohöl betragen, d. i. angeblich die Hälfte der ursprünglichen Ergiebigkeit. Auf den Halden der Oelschächte sind Mergel und Sande, sowie Sandsteine der Salzformation zu sehen, ausserdem aber sarmatische Versteinerungen zu sammeln, von welchen folgende bestimmt werden konnten:

Cerithium rubiginosum Eichw.
„ *pictum Bast.*
„ *disjunctum Sow.*
Cardium obsoletum Eichw. (Bruchstücke).
Tapes gregaria Partsch. (An der Hand von Vergleichsmateriale bestimmbare Bruchstücke).

Das mit Caşinu nahe benachbarte Vorkommen von anscheinend gleichfalls sarmatischen Cerithien wurde seinerzeit von Tietze im Süden von Caşinu, in der Gegend von Cajutz, constatirt[2]). Die Salzformation ist in Caşinu in zahlreiche Secundärfalten gelegt. Ihre Schichten sind in der Umgebung des Oelfeldes bald nach Osten (z. B.

liegen nördlich vom Bahnhof Onesti, und zwar dort, wo sich von der Chaussée Onesti-Bratila der Seitenweg nach Slobozia Mielului abzweigt.

[1]) Der Globigerinen-Mergel von Caraboiu bei Onesti enthält der Hauptsache nach Orbulinen (*O. universa d'Orb.*). Doch dürften auch Polymorphinen, Rotalien und Globigerinen vereinzelt darunter sich vorfinden. Vergleichbar ist vor Allem das Globigerinenschlamm-Vorkommniss, welches neulich von J. Böckh aus Dragomérfalva beschrieben wurde, wo stellenweise gleichfalls Orbulinen (*O. universa d'Orb.*) vorherrschen. (Geol. Verh. des Izathales von J. Böckh, Mittheil. aus dem Jahrb. k. ungar. geol. Anst., Bd. XI, Heft I, 1897.) Vergl. auch: Th. Fuchs: Geol. Stud. in d. jüngeren Tertiärbild. Rumäniens. Neues Jahrb. für Mineral., Geol. und Palaeont., Jahrg. 1894, Bd. I, pag. 114—115 (Globigerinen-Mergel von Bresnitza bei Turn-Severin).

[2]) Tietze, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1884, pag. 285.

unter 70° nach E 10° N), bald aber nach Westen (z. B. 85° nach W 15° S) geneigt.

Die grauen Salzthonmergel wechsellagern in der Gegend von Casinu vielfach mit fast viollett-rothen Schiefern. — Auch wurden in dieser Gegend Spuren von Palla beobachtet.

Nördliche Umgebung von Onesti.

„Bursucarie“ - Hügel[1]). Dieser spitz-kegelförmige Hügel ragt im Nord-Nordwesten des Perhiuberges bei Onesti auf und ist von demselben etwa 2 *km* entfernt. Ringsherum weisen die Salzthonhügel stets rundkuppige Gestalt auf. Bursucarie ist nur aus Gyps aufgebaut.

Brätila am Tazlau Mare. Im Tazlaubette streichen westlich geneigte, grau-schwarze Mergelthonschiefer und damit alternirende Mergelsandsteine mit Hieroglyphen aus. Diese Ausbisse sind von zahlreichen, lose liegenden Rollstücken von grünem karpathischen Schiefergestein begleitet.

Es mögen die letzteren wohl nur aus der gegebenen Salzformation stammen. Die Mergel der Salzformation sind hier nicht so deutlich geschiefert, ihre Sandsteine aber weniger hart und mehr mürbe, als dies bei der Salzformation am Flyschrande der Fall ist.

V. Die Flyschgegend am Trotușflusse zwischen Târgu-Ocna und Dofteana.

Allgemeines über die Gegend zwischen Văleni und Mosoare am Trotușflusse.

Es wurde bereits oben gezeigt, dass der Trotușfluss nächst der Mündung des Vălcica- und Slanicbaches von Hieroglyphen-Sandsteinen verquert wird, an welche ostwärts Schipoter Schichten angelagert sind. Die letzteren erwiesen sich ihrerseits als Grenzzug der grossen, weiter im Osten im Weichbilde der Stadt Ocna das Flussbett übersetzenden, synklinalen Menilitschieferzone (pag. 627).

Nun ist das Flussbett nicht nur im Osten, sondern auch im Westen des genannten Hieroglyphen-Sandsteinzuges von Schipoter Schichten begleitet. Oberhalb von Târgu-Ocna streichen dieselben an den beiderseitigen, je 10—15 *m* hohen Steilrändern der Niederterrasse des Trotuș aus, und zwar:

1. Längs des nördlichen Flusssteilrandes von dem Strafhause in Văleni bis zu Podul Lăstunilor;

[1]) Es ist dies ein von Passanten so benannter Hügel, welcher mit „D. Baba Ghicea“ (370 *m*) oder mit „D. Dobrei“ (361 *m*) der Generalstabskarte identisch ist.

2. an der gegenüberliegenden südlichen Thalseite, bei der am Fusse des Maguraberges gelegenen Kirche, d. h. zwischen Baile Anastasache und Podul Lăstunilor;

3. an der nördlichen Thalseite unterhalb von Vf. Muncelu (476 *m*), und

4. gegenüber dieser letzteren Stelle an der südlichen Thalseite, d. h. im Westen der Mündung des vom Maguraberg herablaufenden Bacheinrisses P. Adănc, und gleichzeitig am Ostende des Dorfes Mosoare.

All' die vier den Trotuș begleitenden Schipoter Felsenreihen gehören, wie aus ihrer Orientirung auf der Karte ersichtlich, dem breiten Menilitschieferzuge von Magura-Leșuntu an. Indem der Trotușfluss diesen Oligocänzug bis an die Schipoter Schichten durchschneidet, zeigt es sich, dass der letztere nicht eine einheitliche, breite und flache Synklinale darstellt, wie es bezüglich seiner südlichen Fortsetzung am Slanicbache constatirt wurde (vergl. pag. 588). Vielmehr entsprechen dem Oligocänzug von Magura-Leșuntu im Norden des Trotușflusses zwei verschiedene Menilitschieferschollen, jene des D. Cărbunarului (441 *m*) und jene von Vf. Muncelu (476 *m*), welche durch einen Sattelaufbruch gesondert sind. Der letztere besteht aus palaeogenem Salzthon und streicht über Balta Harapului, sowie über Val. Cărbunarului hindurch.

Von den im eigentlichen Trotușbette auf der Strecke zwischen Târgu-Ocna und Mosoare ausstreichenden Gesteinszügen sind danach erstens die Hieroglyphen-Sandsteine, welche bei der Mündung des Slanic- und Vălcicabaches den Fluss verqueren, als Fortsetzung jener Antiklinale aufzufassen, welche von Grozesti, neben Vf. Coșna vorüber, bis nach Gura Slanic zu verfolgen ist. Die Hieroglyphen-Sandsteine im Trotușbette an der Mündung des Vălcicabaches sind gleichzeitig ein Beweis, dass sich der genannte Sattel nordwärts in jene Antiklinale fortsetzt, welcher die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna angehört. Es ist dieselbe „Eocän"-Antiklinale, welche einerseits in Grozesti, andererseits aber bei Târgu-Ocna Steinsalzmassen beherbergt.

Zweitens gehören die Schipoter Felsen, welche zwischen der Mündung des Vălcicabaches und der Brücke „Podul Lăstunilor" beiderseitig am Flussbette aufragen, der Synklinale des D. Cărbunarului an.

Drittens sind die Schipoter Felsen, welche am Flussbette ober halb der genannten Brücke bis nach Mosoare fortlaufen, zu der Synklinale von Vf. Muncelu in Bezug zu bringen.

Ich übergehe nunmehr zur näheren Schilderung der beiden zuletzt erwähnten Synklinalen sammt ihrer Umgebung.

Die Menilitschieferinsel des Cărbonareberges.

Diese ringsherum von Târgu-Ocna'er Schichten und der palaeogenen Salzformation umgebene Menilitschieferscholle beherrscht den westlichen Abhang des Vălcicathales längs seines Unterlaufes, gerade

gegenüber der vorbesprochenen Salzlagerstätte von Târgu-Ocna, welche sich auf der östlichen Böschung dieses Thales befindet.

Auch diese Menilitschieferscholle bildet eine Synklinale. Der nördliche Theil der letzteren, sammt der Bergspitze (441 *m*), (D. Cărbunarului), weist aber andere tektonische Verhältnisse auf (Profil Fig. 3, Taf. XVII) als ihr südlicher Abschnitt (Profil Fig. 2, Taf. XVII), welcher dicht im Osten der Bergspitze (416 *m*) südwärts bis zur Strafanstalt in Văleni fortläuft und dortselbst mit einer steilen Felswand („La zidu Inginerului") an die Niederterrasse des Trotuşflusses herantritt.

An der Bergspitze (441 *m*) stehen Menilitschiefer mit beinahe glasigen Sandsteinplatten an. Es fallen diese Gesteine unter 45^0 direct nach Osten ein. Unterhalb der Bergspitze verläuft, längs ihrer Westseite, eine mehrere Meter hohe, sehr steile Böschung, an welcher die Schichtenköpfe von östlich einfallenden, alternirenden Lagen des dünnplattigen Tiseştisandsteines mit gelben Beschlägen und des bräunlichen Fischschiefers ausstreichen. Weiter bergabwärts folgen zwei mächtige Schipoter Horizonte, welche durch eine dicke Tiseşti-Sandsteinbank getrennt sind. Erst dort, wo die Steilheit des besagten westlichen Berghanges plötzlich nachlässt, wird die obige Schichtenreihe durch jene Salzformation abgelöst, welche sich in nördlicher Richtung halbkreisförmig zu beiden Seiten des Berges (441 *m*) über das ganze Vălcicathal ausbreitet, und welche wir bereits dicht im Osten dieses Berges, in der Umgebung der Ocna'er Salzlagerstätte, als palaeogen kennen lernten.

Die Grenze zwischen der Salzformation und der Menilitstufe ist am Westfusse des Berges (441 *m*) nicht deutlich entblösst, doch ist dieselbe durch eine dicht unterhalb der Schipoter Schichten verlaufende Gypsbank markirt. Die Gypsbank fällt nach Osten unter die Menilitstufe ein und weist dabei genau dasselbe nordsüdliche Streichen auf, wie die letztere.

Steigt man längs der Salzthongrenze bis zu dem den Nordfuss des Berges (441 *m*) umspülenden Vălcicabach hinunter, kann man dicht über dem letzteren den Contact der Salzformation mit den Schipoter Schichten direct beobachten. Die erstere wird im Bereiche dieses Aufschlusses durch die letzteren durchaus nicht überlagert. Vielmehr brechen die sanft ostwärts abdachenden Schipoter Schichten plötzlich an einer Dislocationsspalte ab, an welcher von Westen her der Salzthon anhebt, und welche in dem gegebenen Aufschlusse ganz steil nach Osten geneigt ist [1]).

Nebenbei mag bemerkt werden, dass in der westlichen Umgebung des Berges (441 *m*), d. h. im Salzthongebiet von Val. Cărbunarului, die östliche Schichtenneigung, welche noch an der vorerwähnten Gypsbank ersichtlich ist, alsbald in eine westliche übergeht (vergl. Profil Fig. 3, Taf. XVII). Im Bachbette von Val. Cărbunarului sieht man den Salzthon westwärts unter eine mächtige Sandsteindecke einschiessen, welche den

---

[1]) Dieser Punkt liegt am äussersten Nordende der besagten Menilitschieferinsel, unmittelbar am Vălcicabach.

ganzen Berg „P. Partei" (503 *m*) beherrscht. Es ist dies ein feinkörniger, gelblicher, an analoge Gesteine der Salzthonfacies überhaupt gemahnender Sandstein. Derselbe steht an einigen Stellen nächst dem Bachbette senkrecht, doch ist bei den Sandsteinmassen am ganzen Nordhang von P. Partei die westliche Neigung eine Regel, wobei das Streichen beispielsweise in N 40° W (21^h 5^0) gerichtet ist.

Der synklinale Bau der Menilitschieferserie des Berges (441 *m*) ist deutlich zu beobachten, wenn man von der Bergspitze in östlicher Richtung zum Vâlcicabach sich begibt. In der halben Höhe des östlichen Bergabhanges wurde 30°-Fallen direct nach Westen ermittelt. Die Menilitgruppe dauert bis hinunter zum Bachbette an und erweist sich erst an einigen Stellen des letzteren als von Salzthon unterlagert. Ueber dem Salzthon folgt nach oben auch hier unmittelbar die Schipoter Facies mit Bänken von dünnplattigem Hornstein.

Dort, wo der Bach thalaufwärts in das Dorf Vâlcele hereintritt, biegt derselbe ein wenig nach Westen ab, wobei hier, d. h. am Nordostfusse des Berges (441 *m*), die Schipoter Schichten nach SSE (S 25° E) bis EES (E 20° S) sanft (20°) abdachen (Synklinalmitte).

Zwischen den beiden Triangulationspunkten 441 *m* und 416 *m* liegt auf der Höhe des Cârbonareberges, und zwar ganz am Westrande der gleichnamigen Menilitschieferinsel, der höchste Punkt dieser Menilitschieferscholle. Derselbe ist auf der Karte nicht näher bezeichnet. Er entfällt unmittelbar auf die östliche Umgebung von „Balta Harapului" und ist durch lose liegende Trümmer von Tisesti-Sandstein bemerkenswerth.

Der letztere ist auf eine mächtige Einschaltung innerhalb der unteren Menilitgruppe zurückzuführen, zumal die Synklinale des Cârbonareberges der oberen Menilitstufe entbehrt.

Ich komme nunmehr auf den südlichen Abschnitt dieser Synklinale zu sprechen. Derselbe ist dicht im Osten der kleineren Bergspitze (416 *m*) gelegen und tritt bei der Strafanstalt in Vâleni mittelst einer steilen Felswand „La zidu Ingenerului" an die Niederterrasse des Trotusflusses heran. Nebenbei gesagt, repräsentirt die Felswand „La zidu Ingenerului" gleichzeitig den dem Trotusfluss zugewendeten Steilabsturz einer höheren, terrassenartigen Terrainabstufung, welche mitten im Gebiete unserer Menilitschieferinsel am Abhang des Berges (416 *m*) sich ausbreitet.

Die Flussschotterbildung der höheren Terrasse befindet sich durchschnittlich etwa 100 *m* über dem Niveau des Trotusflusses, während der Steilabsturz „La zidu Ingenerului" zwischen den Côten 290—350 *m* gelegen ist. Es entspricht dies der oben beschriebenen südlichen Hochterrasse des Trotusflusses. Blos im Bereiche der eigentlichen Stadt Ocna ist eine nördliche Hochterrasse nicht deutlich ausgeprägt.

Mehrere Meter hoch an der Felswand „La zidu Ingenerului" befindet sich eine vielleicht 10 *m* dicke Bank von typischem massigen

Tisesti-Sandstein. Dieselbe ist von der Strafanstalt in nordöstlicher Richtung zu verfolgen und fällt unter 20⁰ nach NW ein. Ueberlagert ist die Sandsteinbank durch Schipoter Schichten mit Lagen von dünnplattigem Hornstein. Die ersteren sind zumeist als dünnplattiger (1·5 *cm*), chocoladefärbiger Kieselkalk, mit dünnen Sandsteinlinsen innerhalb einzelner Platten, entwickelt. Da über diese Bildungen die Târgu-Ocna'er Schichten des westlich benachbarten Berges (416 *m*) hinübergreifen, ist diese ganze Schichtenreihe als überkippt aufzufassen. In ihrer Gesammtheit entspricht aber dieselbe dem Westschenkel der Synklinale des D. Cărbunarului.

Wenn man in der Richtung gegen Nordosten längs des Steilrandes „La zidu Ingenerului" fortschreitet, fällt es auf, dass die ursprüngliche nordwestliche Fallrichtung der „Menilit"-Schichten langsam nach Norden abschwenkt. (I. Fallen 25⁰ nach N 20⁰ W, II. Fallen 20⁰ nach N 10⁰ E.) (Uebergang von dem überkippten Westschenkel der Synklinale zu ihrem Ostschenkel?)

Zuletzt gelangt man zu einem Wassereinriss, welcher gegenüber den beiden am Fusse des Steilrandes gelegenen Kirchen von Văleni vom Steilrand herunterläuft. Im oberen Theil des Wassereinrisses, vielleicht 80 *m* hoch am Steilrand, fallen nordsüdlich streichende Menilitschiefer und dünnschichtige Sandsteine senkrecht ein. Dagegen sind diese Schichten im unteren Theil des Wassereinschnittes unter 30—45⁰ nach Westen geneigt und entsprechen bereits dem Ostschenkel unserer Synklinale. Der letztere dacht steiler nach Westen ab, als der Westschenkel.

Man könnte das Gesagte reasumiren, wie folgt. Die nach dem D. Cărbunarului benannte Menilitschieferscholle stellt in ihrem nördlichen Theile (D. Cărbunarului ⌖ 441 *m*) eine regelmässige, hingegen in ihrem südlichen Abschnitt (La zidu Ingenerului) eine überkippte Synklinale dar. Dieser Unterschied scheint durch locale Störungen der Lagerungsverhältnisse ausgeglichen zu werden (auf den Kopf gestellte Schichten). Bei dem Nordtheil unserer Synklinale wird der Anschluss der Salzformation an den östlich geneigten Westschenkel derselben durch Dislocation vermittelt.

Balta Harapului [1]).

Es ist dies ein natürlicher Teich in einem trichterförmigen Bodeneinsturz. Gelegen ist derselbe auf der Höhe des Bergsattels, zwischen den Thälern V. Cărbunarului im Norden und La Fundătură im Süden. Der Bergsattel verbindet ostwestlich den Cărbonareberg mit Vf. Muncelu. Während die höchsten Punkte dieser beiden Berge dem Tisesti-Sandstein zufallen, ist Balta Harapului in ihrem näheren Umkreise von Ausbissen der palaeogenen Salzformation umgeben. Dazwischen breitet sich eine mächtige Berglehmdecke aus.

Wahrscheinlich ist der besagte Karsttrichter auf Gyps zurückzuführen. Zahlreiche Gypsbänke erscheinen in der bereits oben er-

[1]) Hiezu die Profile Fig. 2 und 3, Taf. XVII.

wähnten Sandsteinserie, welche im Norden von Balta Harapului, in Val. Cărbunarului und im Păriul Vălcica, den palaeogenen Salzthon vertritt.

Auf der gegenüberliegenden südlichen Seite von Balta Harapului sind die tiefsten Schichten der Salzthongruppe in dem von der Berglehne La Fundătură nach Văleni südwärts herunterlaufenden Bacheinriss entblösst. In seinem oberen Laufe oberhalb der Weingärten schneidet der Bacheinriss in eine mächtige g r a u e, mergelig- und sandigthonige Schichtenreihe ein, welche Gypsbänke führt und reichliche Salzausblühungen aufweist. Auch sind diesen Bildungen Lagen von g r ü n l i c h e m Schieferthon eingeschaltet. An einer Stelle wurde bei denselben sanfte (35°) Neigung nach Norden beobachtet. Am unteren Lauf des Bacheinrisses, inmitten der Weingärten, gesellen sich zu den grünen auch rothe Thone und erscheinen gleichzeitig Zwischenbänke von festem, grünlich-weisslichen Sandstein, wodurch die Schichtenreihe fast den Habitus des Târgu-Ocna'er Systems annimmt. Uebrigens sind die Ausbisse von Verwitterungsresten des für das letztere bezeichnenden grünen Breccienconglomerates begleitet.

Abgesehen von zahlreichen Secundärfalten dachen die Schichten am unteren Lauf des Bacheinrisses unter 50—55° nach Nordwesten ab.

Während dieser Bacheinriss auf die Mitte des besagten „Eocänzuges" von Balta Harapului entfällt, nimmt innerhalb des letzteren die Bergspitze (416 *m*) eine randlich-östliche Lage ein.

Sowohl auf der Bergspitze, wie auch an ihren Abhängen ist längs der O s t g r e n z e des „Eocänzuges" von Balta Harapului von Neuem die Schichtenfolge der grünen und rothen Thone zu beobachten. Eingefügt sind ihr aber Platten von festem grauen Sandsteinkalk und von einem eigenthümlichen, sehr harten, kalkigen Sandstein, welcher reihenweise parallel den Schichtflächen angeordnete winzige Körner eines schwarz-grünen Minerals enthält und im Ocna'er System überhaupt häufig ist. Ausserdem erscheinen auf der Bergspitze Lagen von grünem Breccienconglomerat mit zahlreichen Nulliporenkörnern und kleinwüchsigen Nummuliten.

An der W e s t g r e n z e des „Eocänzuges" von Balta Harapului wurde in einem seichten Wassereinrisse bei „La Fundătură", und zwar etwa an der Côte 400 *m*, ein sehr mächtiger grauer, muschelig brechender, ziemlich fester Gypsmergel beobachtet. Derselbe schliesst sich als Hangendes an die vorerwähnte, im Bacheinrisse oberhalb der Weingärten entblösste, graue Salzthonserie an und wird seinerseits durch eine 5 *m* dicke Bank von mürbem, grobkörnigen Sandstein und Sand überlagert. In dem Sandstein sind Quarz- und Kalkkörner bis 1·5 *mm* gross. Die Grundmasse ist kalkig. Höher hinauf folgt eine alternirende Reihe von petrographisch identischem Sand, von grünlichem Schieferthon und von dünnen Lagen eines dem vorigen ähnlichen, jedoch feinkörnigen Sandsteins. Im Ganzen ist es die nämliche Sandsteinserie, welche längs des Westabhanges des Păriul Vălcica im Salzthon vorherrscht und namentlich vom P. Partei bei Val. Cărbunarului (pag. 677—678), ferner von Vf. Vişani, sowie Vf. Nistoroe (pag. 659) oben erwähnt ist.

Bei „La Fundătură“ ist deutlich zu beobachten, dass diese Sandsteinserie dem Târgu-Ocna'er System angehört, was wichtig ist, zumal dieselbe durchaus nicht an Flyschgesteine, sondern vielmehr in auffälliger Weise an die miocäne Salzformation erinnert. Unter den Flyschgesteinen ist mit unseren Sandsteinen blos der Moinesti'er Nummulitensandstein vergleichbar, insoferne derselbe grobkörnig ist und mit mürben, sandartigen Lagen alternirt.

Ferner ist zu constatiren, dass die genannte Sandsteinserie bei „La Fundătură“ unter 30° nach NW einfällt. Kaum 100 Meter westlich von dem besagten Sandsteinaufschluss gelangt man aber, in der nämlichen Höhe des Berghanges, zur Ostgrenze des synklinalen Menilitschieferzuges von Vf. Muncelu. Die letztere ist hier durch Bänke von Tisești-Sandstein markirt, welche ihrerseits auch sanft nach Nordwesten abdachen und folglich concordant dem Sandstein des Salzthones aufruhen, d. h. übereinstimmend mit der Annahme des palaeogenen Alters des Salzthones. Offenbar können sowohl Sandsteinmassen von miocänem Habitus, als auch Salzthon und Gypsmergel, sporadisch innerhalb des Târgu-Ocna'er Systems überhandnehmen und dabei auch ihren Hangendtheil vertreten. Dass dieser Fall, wie gesagt, in viel grösserem Masse als bei „La Fundătură“ am Westhang des Vălcicathales zutrifft, ist darum wichtig, weil das letztere im nördlichen Fortstreichen der Schichten von „La Fundătură“ gelegen ist.

Die Niederterrasse des Trotușflusses bei Văleni, sowie bei Baile Anastasache unterhalb des Maguraberges.

Auf der Südseite des Flusses zeigen die den Steilrand der Terrasse aufbauenden Schipoter Schichten sanfte (30°) Neigung nach NW (NW 5° N), und zwar nächst der Brücke „Podul Lăstunilor“. Hingegen streichen dieselben weiter im Osten, gegen Baile Anastasache zu, ostwestlich fort und fallen dabei unter 30° nach Norden ein. Es sind dies die nämlichen Schwankungen der Fallrichtung, welche nach Obigem auch an der nördlichen Thalseite, bei der Steilwand „La zidu Ingenerului“, als bezeichnend für die Cărbonare-Synklinale zu beobachten sind. Die Steilwand befindet sich thatsächlich im Fortstreichen der in Rede stehenden, am Flussbett entblössten Schipoter Felsen.

An Gesteinselementen der letzteren treten nächst Podul Lăstunilor vor Allem dünnplattige Hornsteine mit ebenso dünnen Zwischenlagen von dunklem Thonschiefer auf. Derselbe führt Linsen von weissem Sandstein.

Bei der Kirche, welche unterhalb des Maguraberges, auf der Niederterrasse des Trotuș sich befindet, nehmen die Schipoter Schichten das Gepräge von matten bräunlichen, weisslich anlaufenden, thonig-kieseligen Massen an, welche dünnplattig und überaus fest sind. Die durch Thonschieferschmitzen gesonderten Platten enthalten schwarze, linsenförmige Hornsteinausscheidungen. Auf der Höhe der Niederterrasse herrscht Flussschotter.

Ueberall längs des Flusssteilrandes ist das dünnplattige Gestein stark geknickt und gefältelt.

Letzteres ist in noch erhöhtem Masse der Fall auf der Nordseite des Flusses längs der Schipoter Felsen, welche die diesseitige Niederterrasse, vom Podul Lăstunilor thalabwärts bis in die Gegend des Strafhauses von Văleni, umsäumen. Hier ist es in Folge der mannigfaltig ineinandergewundenen Secundärfalten zumeist unmöglich, das Generalfallen der Schipoter Schichten zu ermitteln.

Unterhalb des Strafhauses sind den Schipoter Schichten dünnschichtige Sandsteine (? Tisesti-Sandstein) mit dunklen, thonigen Schmitzen als Hangendes angelagert. Das Fallen ist hier sehr steil westlich (Streichen N 10° W).

Etwa 200 *m* weiter im Westen wurden an dem die Chaussée begleitenden Steilrand Schipoter Schichten mit 45°-Neigung nach N 30° W (22^h) beobachtet.

Oberhalb von Podul Lăstunilor beschreibt der Trotuş und der besagte, längs seines Nordufers fortlaufende Schipoter Felsenzug eine scharfe Biegung nach Norden. An dieser Stelle, und zwar noch bevor das Flussbett die ostwestliche Richtung annimmt, nach welcher der Trotuş mehr thalaufwärts unterhalb von Vf. Muncelu orientirt ist, erreicht man das Westende des besagten Felsenzuges, worauf eine kurze Strecke des nördlichen Flussufers durch Salzthonfacies beherrscht ist, wie das auf der über diese Gegend ausgefertigten geologischen Karte veranschaulicht wurde.

Die Grenze zwischen der Salzthonfacies und den Schipoter Schichten entfällt noch auf den vorgenannten, nordöstlich verlaufenden Abschnitt des Flussufers.

Dicht im Norden der Schipoter Schichten schneidet in den nordsüdlichen Flusssteilrand ein kleiner Bacheinriss ein, welcher von einer Seitengasse der Ocna'er Vorstadt Văleni ostwestlich herunterläuft. In demselben tritt die Salzthonfacies zu Tage und weist eine sehr steile Neigung der Schichten nach N 30° W (21^h) auf. Um Missverständnissen vorzubeugen, mag erwähnt werden, dass es an dieser Stelle dunkelgrünliche Schieferthone sind, und zwar mit gleichsam pelitischem Glimmer und mit eingelagerten dünnen (1 *dcm*) Platten von sehr hartem, weisslich-grünlichen, ganz feinkörnigen Glaukonit-Sandstein, welcher im Bindemittel kalkhältig ist. Petrographisch gemahnen diese Bildungen an Gesteine, welche beispielweise bei Gura Slanic den Uebergang zwischen der dortigen palaeogenen Salzthongruppe und dem Târgu-Ocna'er System vermitteln. Doch mag in dem gegebenen Falle die Salzthonfacies nicht leicht als stratigraphischer Vertreter des Târgu-Ocna'er Systems, sondern viel eher als Einschaltung innerhalb der untersten Schichten der Menilitgruppe aufgefasst werden, worüber, ausser anderen weiter unten anzuführenden Daten, die folgenden Angaben zu machen sind.

Vor Allem ist der besagte, kaum in einer Breite von mehreren Metern längs des Trotuşufers ausstreichende Salzthonzug nicht nur von Süden, sondern auch von Norden her, durch anstehende Gesteine der unteren Menilitgruppe eingefasst. Um sich davon zu überzeugen, begebe man sich, von dem vorbesprochenen Aufschlusse ausgehend, direct nordwärts, längs der Westgrenze der Weingärten von

Văleni, auf den südöstlichen Bergabhang von Vf. Muncelu, und zwar in der Richtung nach Balta Harapului hin.

Man durchkreuzt auf diesem pfadlosen Wege die Grenze zwischen der Menilitschieferscholle von Vf. Muncelu und dem „Eocänzug“ von Balta Harapului. Es zeigt sich, dass der obige Salzthonzug gegen Nordwesten nicht unter Târgu-Ocna'er Schichten, wie von vorne herein anzunehmen wäre, sondern unter Menilitschiefer mit dünnen Hornstein- und Tiseşti-Sandsteinlagen einschiesst. Die letzteren Bildungen verrathen ganz unten am Südostfuss des Munceluberges auf Schritt und Tritt eine andere Fallrichtung, und zwar nach NW, NE und S.

Zu unterst scheinen diese Bildungen sogar mit Salzthonschichten zu wechsellagern, worauf auch die hie und da auf Menilitschiefergesteinen erscheinenden Salzausblühungen hinweisen. Es entsprechen aber die besagten Menilitschiefer jenem localen Horizonte der letzteren, welcher am Südfusse von Vf. Muncelu, wie noch zu besprechen, die unterste von den an diesem Berghang entblössten drei mächtigen Bänken, respective Complexen des massigen Tiseşti-Sandsteines unterlagert.

Der östlichen Fortsetzung der untersten von diesen drei Sandsteinbänken gehört sodann eine terrassenartige Terrainabstufung an, welche in etwas höherem hypsometrischen Niveau auf unserem vorgenannten Wege zu passiren ist. Höher hinauf am Südosthang von Vf. Muncelu folgen von Neuem Schipoter Schichten mit Hornstein- und Fischschieferbänken, welche nach Nordwesten unter kaum 5—10° abdachen (vergl. Fig. 26 auf pag. 684).

Soviel über die nördliche Umgebung des Salzthonzuges am Südfusse von Vf. Muncelu.

Was nunmehr seinen Anschluss an die südwärts an denselben bei der Niederterrasse des Trotuşflusses angelagerten Schipoter Schichten anbelangt, scheint dieser Anschluss, trotz der im Allgemeinen übereinstimmenden Fallrichtung, einer seichten Verwerfung gleichzukommen. Die letztere wäre jener streng localen Dislocationsspalte analog, welche zwischen die Schipoter Schichten und die Salzthongruppe am Nordfuss des Cărbunarului eingreift.

Ferner resultirt aus dem Obigen, dass die Antiklinale von Balta Harapului, wie auf der angefertigten geologischen Karte veranschaulicht, bereits am Südostfusse von Vf. Muncelu, d. h. oberhalb von Podul Lăstunilor, unter eine Decke von Menilitschiefergesteinen untertaucht. Offenbar keilt sich dieselbe weiter im Süden, jenseits des Trotuşflusses, unter dem Maguraberg sehr bald aus.

Der Menilitschieferzug von Vf. Muncelu (476 *m*) [1]).

Derselbe beherrscht die Wasserscheide zwischen dem Vălcicathale und dem zwischen Mosoare und Păcura gelegenen Abschnitte des eigentlichen Trotuşbeckens. Der südliche Theil dieses Menilitschieferzuges ist durch den Sattelaufbruch von Mosoare in zwei verschiedene

---

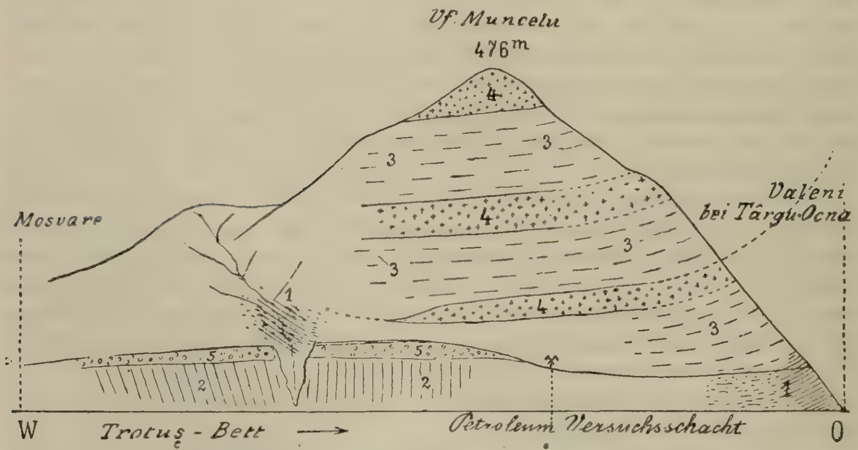
[1]) Hiezu Textfigur 26, sowie Profil Fig. 2 auf Taf. XVII.

Synklinalen abgetheilt, von welchen die östliche auf Vf. Muncelu entfällt.

Vf. Muncelu ragt unterhalb des Dorfes Mosoare, unmittelbar über dem Trotuşflusse auf. Es ist dies der bereits von Sabba Stefanescu beschriebene, „zwischen Lăstuni und Poeni am linken Trotuşufer“ gelegene Berg [1]).

Auf der Bergspitze von Vf. Muncelu (476 *m*) steht massiger Tiseşti-Sandstein etwa 60 *m* mächtig an. Zwischen seinen dicken, oft blendend weissen Bänken sind dünne (1 *dm*) Lagen von lichtbraunem Schieferthon eingeschaltet.

Fig. 26.



Ansicht der Südböschung des Muncelnberges.

1. Salzthonfacies der untersten Menilitschiefer-Schichten.
2. Schipoter Schichten.
3. Menilitschiefer.
4. Tiseşti-Sandstein.
5. Altalluviale Flussschotter-Bildungen.

Zu vergl. pag. 681 und 683 über die Ostböschung von Vf. Muncelu.

Die Sandsteinbänke zeigen wellenförmige, rostfarbige Linien der falschen Schichtung, während die eigentlichen Schichtflächen tischeben sind und von ebensolchen Clivageflächen durchsetzt werden. In dem Steinbruch unterhalb der Bergspitze verräth der Sandstein ein genau ostwestliches Streichen und ist unter 25° nach Norden geneigt.

Darunter folgt am südlichen Berghang ein höchstens 100 *m* mächtiger Complex von Menilitschiefer mit eingelagerten Schipoter Schichten und Bänken von dünnplattigem Hornstein. Es gehört dem-

---

[1]) Sabba Stefanescu: Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille 1897, pag. 83, Fig. 4.

selben eine hohe, steinige Vorstufe des Munceluberges an, welche auf der hypsometrischen Karte (Marele Stat Major 1:20000), als noch oberhalb der Côte von 400 *m* gelegen, veranschaulicht ist.

Weiter abwärts gelangt man am südlichen Berghang von Neuem zu einer Tisești-Sandsteinzone, welche aber bereits aus alternirendem, dick- und dünnschichtigem Sandstein besteht.

Der erstere wird auch hier zu Bauzwecken ausgebeutet. Der dünnschichtige (1 *dm*) Sandstein ist reich an Hieroglyphen und führt Zwischenlagen (1 *dm*) von dunkelgrünlichem, fetten Schieferthon und Mergel mit Fucoiden. Im Ganzen ist der massige Sandstein dieses Horizontes nur etwa 15 *m* mächtig.

Dabei streichen seine Schichten genau ostwestlich, d. h. so, wie bei dem Sandstein des vorigen, oberen Horizontes, fallen aber relativ etwas steiler (30⁰) nach Norden ein.

Unterlagert ist der soeben besprochene Sandsteinhorizont seinerseits von einer Menilitschieferserie. Im Liegenden der letzteren stellt sich noch eine geringmächtige Tisești-Sandsteinbank, fast ganz am Südfusse des Munceluberges, ein.

Die verdeckte Böschungsstrecke zwischen dieser Sandsteinbank und den Schipoter Schichten, welche im Trotușbette längs des Flusssteilrandes auftauchen, entspricht einem Höhenabstand von etwa 10—20 *m*.

Auf die verdeckte Böschungsstrecke entfällt ein verlassener Petroleum-Versuchsschacht. Zufolge seiner unzweckmässigen Lage innerhalb der Synklinale von Vf. Muncelu wäre derselbe von wissenschaftlicher Wichtigkeit, falls er zu einem anderen als zu negativen Resultate geführt hätte. Nähere Details über diesen Versuchsschacht waren nicht zu ermitteln.

Im Westen des Versuchsschachtes zieht sich der vorerwähnte, etwa 10—20 *m* hohe Steilrand herab, welcher einer ganz schmalen, am Fusse von Vf. Muncelu sich ausbreitenden Niederterrasse angehört und die Schipoter Schichten zu Tage treten lässt.

Der Steilrand ist geeignet, dem Untersuchungsgang den Reiz von Mannigfaltigkeit zu verleihen. Während alle die vorerwähnten Schichten bis zur höchsten Bergspitze von Muncelu hinauf sanft nach Norden einfallen, so dass ihre Schichtenköpfe an dem südlichen, schroff zum Trotușfluss abdachenden Berghang durch horizontale Schichtenlinien sich verrathen, sind die tiefer liegenden Schipoter Schichten des Flusssteilrandes ganz steil aufgerichtet. Nächst dem obigen Versuchsschacht, und zwar etwa 100 *m* weiter gegen Westen, zeigen die besagten Schipoter Schichten nordwestliches Streichen bei senkrechter Stellung. Auch in dem noch etwas weiter im Westen in den Steilrand der Schipoter Schichten einschneidenden Bacheinriss sind die letzteren auf den Kopf gestellt (Streichen W 20⁰ N).

Dicht daneben, im Westen des Bacheinrisses, wurde ein ganz steiles, südöstliches Fallen beobachtet. Das letztere wird weiter flussaufwärts, bis zum Westende unseres Schipoter Felsenzuges, ein constantes, wobei aber der Fallwinkel, nach dieser Richtung hin, sich nunmehr regelrecht verringert. Bei der nahen Eisenbahnbrücke, am Südwestfusse von Vf. Muncelu, beträgt die Neigung der obigen Schipoter Schichten kaum noch 40⁰.

Ebenso wie gegen Westen, nimmt der Fallwinkel auch in verticaler Richtung ab, doch erst im Hangenden der Schipoter Schichten. Es ist dies in dem soeben erwähnten Bacheinriss zu sehen, welcher vom Steilrande der Schipoter Schichten herunterkömmt.

Es verdient dieser Bacheinriss im Besonderen besprochen zu werden, da in demselben das sonst am Berghang verdeckte Hangende der Schipoter Schichten entblösst ist.

Der Bacheinriss befindet sich am nördlichen Thalgehänge des Trotuș, etwas weiter nach Westen hin als Vf. Muncelu, und ist auf der Karte im Massstabe 1 : 50.000 gut veranschaulicht.

Längs des Bacheinrisses hinaufsteigend, sieht man die senkrecht einfallenden Schipoter Schichten zunächst von grauem, nicht deutlich entblössten Salzthon überlagert, worauf nach oben grünliche Schieferthone mit eingeschalteten dünnen Platten von grauem, glimmerigen Mergelsandstein folgen. Der letztere dacht nun unter kaum 40° nach N 30° E ein. Danach muss an die Discordanz gegen die liegenden Schipoter Schichten gedacht werden. Noch höher stehen im Bacheinrisse schwarze Schieferthone mit gelben Beschlägen an, mit Zwischenbänken von mürbem Sandstein, welcher Salzausblühungen aufweist. Der letztere ist bereits nur unter 10° nach N 30° E geneigt. Der diese Bildungen überlagernde Tisești-Sandstein zeigt bald nordöstliches, bald aber nordwestliches Fallen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass in diesem Falle zwischen dem Tisești-Sandstein und den Schipoter Schichten eine etwa 20—30 *m* mächtige Salzthongruppe eingeschaltet ist. Dieselbe ist längs des Südfusses des Vf. Muncelu nach Osten hin bis nach Văleni zu verfolgen, wo ihre vorbesprochene (pag. 682—683) Erscheinungsweise mit den soeben angeführten Beobachtungen gut in Einklang zu bringen ist. Der soeben erwähnte, am Südfusse des Vf. Muncelu gelegene Versuchsschacht liegt innerhalb dieser Salzthonzone.

Die das Liegende unserer Salzthonzone ausmachenden Schipoter Schichten sind auch auf der gegenüberliegenden südlichen Thalseite, und zwar gleichfalls am Steilrand einer Niederterrasse, entblösst[1]), wobei sie hier, wie bereits von Sabba Stefanescu angegeben, südöstlich unter 40—60° abdachen und ebenso wie am nördlichen Flusssteilrand stark geknickt sind[2]).

Die geschilderten Differenzen der Schichtenstellung bei der in runder Zahl 200 *m* mächtigen Menilitschiefer- und Sandsteinserie des Munceluberges einerseits, und bei den an seinem Fusse anstehenden Schipoter Felsen andererseits, sind so auffällig, dass man beim Anblick des Berghanges von der Ferne den Eindruck einer total discordanten Ueberlagerung der letzteren durch die ersteren empfängt.

Es wurde diese Erscheinung bereits von Sabba Stefanescu vom Munceluberg erwähnt (l. c.), doch kann seiner Auffassung an dieser Stelle nicht beigepflichtet werden.

---

[1]) Zu beiden Seiten der vorerwähnten Eisenbahnbrücke, welche am Südwestfuss von Vf. Muncelu, in Mosoare, sich befindet.

[2]) „Schistes compactes, grisâtres ou bleuâtres et tellement contournées, qu'ils ont l'apparence du bois silicifié.“ Sabba Stefanescu l. c. pag. 83.

Es können die voranstehenden Daten zusammengefasst werden, wie folgt. Durch die nordwärts einfallenden „Menilit“-Schiefer und Sandsteine des südlichen Berghanges ist die Synklinalmitte von Vf. Muncelu gegeben. Am Ostabhang von Vf. Muncelu gegen die Thaleinsenkung „La Fundătură“ zeigen die nämlichen Bildungen regelrecht nordwestliches Fallen (vergl. oben pag. 681). Am Westabhang von Vf. Muncelu breitet sich aber massiger Tisești-Sandstein noch oberhalb der auf der Nordseite des Trotuș gelegenen Oelbrunnen von Mosoare aus. Dortselbst zeigt diese Felsart nordöstliches Fallen.

Die obigen, am Südwestfusse des Munceluberges anstehenden Schichten gehören demnach dem Westschenkel der diesen Berg beherrschenden Synklinale an. Dass der Westschenkel in höheren hypsometrischen Niveaus sanft nordöstlich einfällt, hingegen gegen die Tiefe zu im Bereiche der Schipoter Schichten des Trotușbettes sehr steil nach Südosten abdacht, und dieselben weiter nach Osten, in der Richtung gegen die Synklinalmitte, sogar auf den Kopf gestellt sind, ist leicht erklärlich. Es erinnert dieser Sachverhalt z. B. an jene senkrecht einfallenden Schichten, durch welche bei Slănicelu am Slanicbache der Uebergang von der sonst ganz flachen Synklinale des Maguraberges zu einer westwärts benachbarten Antiklinale hergestellt wird (vergl. pag. 577 ff. und Fig. 3).

Wenn ausserdem am Fusse des Munceluberges die Schipoter Schichten als discordant gegen ihr Hangendes sich erweisen, oder aber, nach oben zu, plötzlich unter scharfen Biegungen umschwenken, um sich schliesslich concordant dem Hangenden anzupassen, wie Aehnliches oft zu beobachten, so kommt dieser Erscheinung blos eine local-tektonische Bedeutung zu.

Wie man auch immer über diese vermeintliche Discordanz denken möchte, so könnte dieselbe doch blos als eine Eigenthümlichkeit der Muncelu-Synklinale und nicht als ein ursprüngliches Kennzeichen der gegebenen Schichtengruppen aufgefasst werden. (Ostwärts orientirte Ueberschiebung am Westschenkel einer Synklinale?)

Die Gegend am Trotușflusse bei Mosoare, Poeni und Păcura.

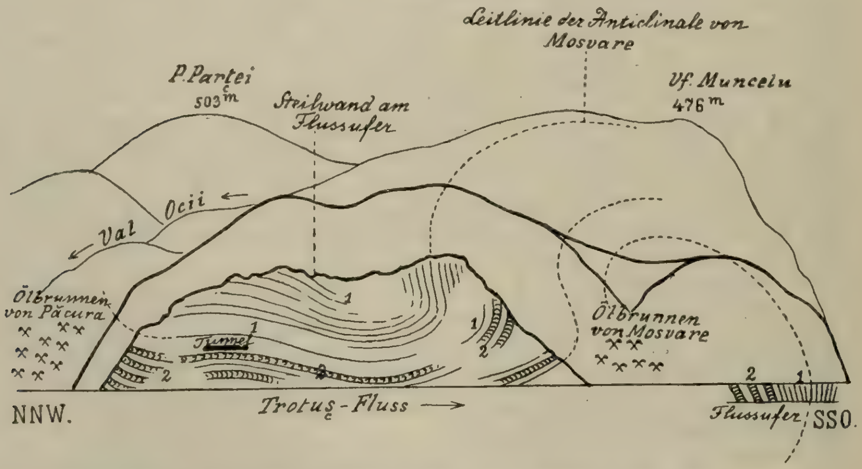
An der Ostseite des Trotușflusses, gegenüber dem Dorf Poeni, ragt direct über dem Flussbette eine bis 80 *m* hohe Felswand auf (Fig. 27), an deren Fusse derzeit für die im Bau begriffene Eisenbahn ein Tunnel angelegt wird. Auf der Felswand ist eine etwa 200 *m* breite Synklinale des Melinitschiefersystems, wie mit dem Stifte eingezeichnet, zu sehen. Die beiden, mit dieser Synklinale benachbarten Sattelaufbrüche gehören den Târgu-Ocna'er Schichten an. Davon ist sowohl der östliche, d. h. jener von Mosoare, als auch der westliche, nach dem Orte Păcura zu benennende Sattelaufbruch durch Oelvorkommnisse charakterisirt.

An und für sich ist die Synklinale beim Eisenbahntunnel in Poeni dadurch bemerkenswerth, dass hier ausnahmsweise am ö s t l i c h e n Muldenschenkel westwärts orientirte Ueberkippung stattfindet.

Die Schichtenfolge im Gebiete der Poeni'er Synklinale und der zugehörigen Sattelaufbrüche stellt ein Musterbeispiel von deutlich zwischen dem Menilitschiefer- und dem Târgu-Ocna'er System entwickelten Uebergangsgliedern dar. Doch ist nur der westliche Sattelaufbruch im Trotuşbette bei Păcura in einer Weise entblösst, welche zu Begehungen für den Zweck stratigraphischer Orientirung ganz besonders einladet.

Wenn man längs des nordöstlichen Flussufers beim Dorf Păcura nach Südosten, gegen den Eisenbahntunnel von Poeni, fortschreitet, ist im Trotuşbette die nachstehende Schichtenfolge zu beobachten.

Fig. 27.



Ansicht der östlichen Thalseite des Trotuş, gegenüber von Poeni.

(Târgu-Ocna N.)

1. Untere Menilitschieferstufe.
2. Uebergangsschichten zwischen der Menilitschieferstufe und dem Târgu-Ocna'er System.

I.

Grünliche und abwechselnd dunkelrothe Schieferthone, welche in 1–3 *m* dicke Bänke abgetheilt sind, alterniren mit dünnen Platten von Sandstein, Sandsteinschiefer, dichtem Kalke, sowie Sand. Die harten, oft Hieroglyphen führenden Sandsteinplatten sind feinkörnig, mitunter reich an Glimmer, Glaukonit, respective an Kalkgehalt und Kalkspathadern, andernfalls aber thonig-kieselig.

Gewisse dunkelgrüne Sandsteinlagen schliessen sich petrographisch einerseits an die mitvorkommenden Einschaltungen von kleinkörnigem grünen Breccienconglomerat, andererseits aber an die Zwischenschichten von grellgrünem Sand an, wie solcher sonst vor Allem in der palaeogenen Salzformation des Monachiaberges zwischen Lucăcesti und Solonţu und in jener des Păriul Dobrului beim Badeorte Slanic beobachtet wurde.

Die zum Theil mergeligen, glimmerreichen Sandsteinschiefer sind ausgezeichnet krummschalig und weisen gleichfalls Kalkspathadern auf. Andere ganz feinkörnige Sandsteinschiefer sind röthlich, im Bindemittel kalkhältig und entbehren des Glimmers.

Sowohl die letzteren als auch die ähnlichen grünlichen, sandigen Mergelschiefer, welche durch gleichsam pelitische Quarz- und Glimmerführung sich auszeichnen, erinnern in auffälliger Weise an die analogen Gesteine der miocänen Salzformation von Härja am Oitozflusse.

Ganz vereinzelt wurden Einschaltungen von jaspisähnlichen, thonig-kieseligen Schiefern beobachtet, welche der Schipoter Facies sich nähern. Nur sporadisch sind sehr harte, dünne (1 *dm*) Kalkplatten eingeschaltet, welche dicht, splitterig und grünlich bis röthlich sind. Daneben pflegen grünliche Mergellagen zu erscheinen.

Die Sandsteinglieder dieses dünnschichtigen Complexes sind bald schwach bituminös, bald aber durch penetranten Oelgeruch charakterisirt.

Im Ganzen ist diese Schichtenreihe auf eine Distanz von über hundert Metern im Trotusbett entblösst und insgesammt sehr steil aufgerichtet. Die Neigung beträgt zumeist 80° bald nach Osten, bald aber nach Westen, was den offenbar vorhandenen scharfen Secundärfalten entspricht. Dieselben machen den Centralkern der Primärantiklinale von Păcura aus.

II.

Flussabwärts gelangt man zwischen der Mündung von Val Ocii und dem Eisenbahntunnel zum Ostschenkel der Antiklinale von Păcura, welcher, insoferne er der obigen Schichtenreihe zufällt, sich dadurch auszeichnet, dass hier die vorerwähnten thonigen und mergeligen Zwischenmittel nach und nach an Mächtigkeit verlieren, wobei die Kalkplatten verschwinden, während hingegen die eingeschalteten Sandsteine bedeutend überhandnehmen. Die letzteren zeigen vielfach das Gepräge von wohlgeschichtetem dickbankigen, glimmerreichen Sandstein, welcher petrographisch ebenso gut an Uzusandsteine, als auch an den Moinesti'er Nummulitensandstein erinnert, sowie hie und da in ein ähnliches, dünnplattiges Gestein übergeht. Begleitet sind auch diese Sandsteine von grünen Brecciencouglomeraten und analogen grünen Sandsteinen.

Alle Sandsteine sind stark bituminös; zum Theil sind es bis 10 *m* dicke Bänke, welche in ihrer ganzen Mächtigkeit mit Oel durchtränkt sind. Den aus Spalten dieser Gesteine hie und da am Trotusufer hervorquellenden geringen Quantitäten von dickflüssigem dunklen Rohöl verdankt die am Flussufer gelegene Ortschaft Păcura („Rohöl“) ihren Namen. Die dortigen primitiven und vernachlässigten Petroleumschächte sind im Fortstreichen der besagten Schichten gelegen.

Indem man sich flussabwärts der Grenze gegen die hangende Menilitschiefergruppe nähert, ist innerhalb der obigen Schichtenreihe anstatt der bis dahin abwechselnd östlichen und westlichen Neigung unter 80—85°, nunmehr ein constantes Ostfallen zu

beobachten. Dabei verkleinert sich der Fallwinkel nach dieser Richtung, d. h. nach Osten hin, stufenweise sehr rasch, bis auf 45°. Während auf diese Weise der tektonische Uebergang zur ostwärts folgenden Menilitschiefer-Synklinale von Poeni gegeben ist, gelangen wir gleichzeitig zu stratigraphischen Bindegliedern zwischen der obigen Târgu-Ocna'er Gruppe und dem Menilitschiefer-System. Es sind dies die folgenden Bildungen, welche bereits beim Eisenbahntunnel, und zwar unter demselben und sowohl ein wenig flussaufwärts, als auch flussabwärts, anstehen:

III.

1. Ein etwa 10 *m* mächtiges System von grau-grünlichem, harten, thonig-kieseligen Sandstein, welcher zu oberst und zu unterst dünnplattig, in der Mitte aber dickbankig ist.

Indem diese Sandsteinschichten des Glimmers fast ganz entbehren, unterscheiden sich dieselben vom typischen Tisești-Sandstein blos dadurch, dass sie zahlreiche Körner eines glaukonitähnlichen Minerals führen. Zumeist sind die besagten Sandsteine mit dunkelgrünen Schieferthonschmitzen, sowie mit Gyps- und echten Schwefelausblühungen auf Schicht- und Kluftflächen ausgestattet. Auch sind dieselben zum Theil braun und alsdann bituminös. Die braunen Sandsteinbänke pflegen überdies auf ihren Spalten Ozokeritadern zu beherbergen, deren nächst dem Eisenbahntunnel beobachtete Dicke einige Centimeter nicht übersteigt.

2. Schwarze, thonige Schiefer mit wachsglänzenden Bruchflächen, mit zahlreichen winzigen Pyritkrystallen und demgemäss auch mit Gypsausblühungen, erscheinen in je einige Meter mächtigen Lagen, bald inmitten des vorgenannten Sandsteinsystemes, bald aber auch in seinem Hangenden.

Ihrerseits enthalten diese Schiefer dünne Platten von einem sehr harten, ganz feinkörnigen, krummschaligen, grauen Sandstein, welcher viel Glimmer enthält und im Bindemittel kalkhältig ist. Die letzteren zwei Merkmale sind den Sandsteinen der Menilitschiefergruppe in unserer Gegend ganz fremd.

Ueber einer Bank von besagten schwarzen Schiefern fliesst beim Tunnel eine Schwefelquelle heraus, welche auf obige Gypsausblühungen zurückzuführen ist.

3. Das in Rede stehende Sandstein- und Schiefersystem ist im Norden des Tunnels mit untergeordneten Schipoter Schichten und Menilitschiefern vergesellschaftet.

4. Unmittelbar über diesem Sandsteinsystem folgt nach oben zu eine etwa 8 *m* dicke Bank von typischem weissen Tisești-Sandstein. Der Eisenbahntunnel gehört dieser Bank an. Wie an Ort und Stelle festgestellt, wurde in derselben beim Tunnelbau brauner Bernstein gefunden. Noch über diesem Sandstein schaltet sich eine mächtige Lage der vorgenannten, schwarzen und grünen pyritführenden Mergelschiefer ein, worauf an der Felswand höher hinauf die nachstehende, namentlich am westlichen Berghang, gegen Val. Ocii hin, bequem zu verfolgende Schichtenreihe der Menilitgruppe zu sehen ist:

IV.

1. Schipoter Schichten, 5 *m.*
2. Schwarzer Menilitschiefer mit Hornsteinplatten, 10—20 *m.*
3. Schipoter Schichten mit Hornsteinplatten, etwa 30 *m.*
4. Menilitschiefer, etwa 40 *m* mächtig.
5. Schipoter Schichten.
6. Verdeckt.
7. Papierdünn spaltbarer Fischschiefer mit dünnen Tiseşti-Sandsteinlagen, mehrere Meter.
8. Dünnschichtiger Tiseşti - Sandstein mit Menilitschiefer, mehrere Meter.
9. Oberer massiger Tiseşti-Sandstein, sehr mächtig.

Die Schipoter Schichten, welche im Nordosten des Tunnels im Flussbette als Hangendes des obigen Uebergangssystems von grünem bis braunem, thonig-kieseligen Sandstein ausstreichen, sind unter 25° nach E 5° N geneigt.

Etwas weiter im Norden wurde im Trotuşbette, und zwar bereits an Schichten des soeben erwähnten dickbankigen, glimmerlosen Sandsteines, 30° - Fallen nach Südosten beobachtet.

Auch herrscht auf dem ganzen westlichen, gegen Val Ocii nordwärts sich hinziehenden Abhang des Tunnelberges sanftes (30°) nordöstliches Fallen. (Westschenkel der Synklinale von Poeni.)

Am südlichen Ausgang des Tunnels fallen die Schichten unter 20° nach Norden ein. (Synklinalmitte.)

Dicht über dieser Stelle sind aber dieselben s e n k r e c h t aufgerichtet und in noch h ö h e r e m hypsometrischen Niveau ganz steil nach W e s t e n überkippt. An der Felswand ist diese Umbiegung der Schichten à la vue von der Ferne zu verfolgen, so wie es in der vorstehenden Fig. 27 veranschaulicht wurde. (Ueberkippter Ostschenkel der Synklinale.)

Die allerletzten, noch dem Ostschenkel unserer Synklinale angehörenden, im Süden des Tunnels am Trotuşufer ausstreichenden Bänke von grünem, dickschichtigen, des Glimmers entbehrenden „Uebergangs"-Sandstein fallen unter 10—15° nach Nordwesten ein. (Bei dem Pfeil, welcher in Fig. 27 eingetragen ist.)

Es ist durch diese Sandsteinbänke der stratigraphische Uebergang zur Antiklinale von Mosoare gegeben, ganz in der nämlichen Weise, wie nach Obigem der Ostschenkel der Antiklinale von Păcura in seinem Hangendtheil durch Ausbisse dieses Sandsteins bezeichnet ist.

D i e A n t i k l i n a l e v o n M o s o a r e entfällt auf einen breiten und kurzen, halbkreisförmigen, bergschlipfartigen Ausschnitt des steilen östlichen Trotuşufers, und zwar zwischen Vf. Muncelu im Osten und dem vorbesprochenen, synklinal gebauten Tunnelberg von Poeni im Westen.

Die stratigraphischen Bestandtheile der Antiklinale von Mosoare bieten ein getreuliches Analogon zu jener von Păcura. Wenigstens

sind auf den Halden der dortigen Oelschächte die folgenden, mit den Schichten von Păcura identischen Gesteine zu sammeln:

1. Dunkelgrüner Schieferthon mit reichem Glimmergehalt.
2. Graue und rothe Thonmergelschiefer, analog der miocänen Salzformation von Hărja.
3. Lichtgrünlicher bis grauer Kalkmergelschiefer.
4. Ueberaus feinkörniger, glimmeriger, dunkelgrauer Sandstein mit oder ohne Kalkgehalt im Bindemittel, zum Theil „strzolka"-artig.
5. Aehnlicher Mergelsandsteinschiefer.
6. Harter, ganz feinkörniger Glaukonitsandstein mit fast mikroskopischem Glimmer, ohne Kalkgehalt.
7. Grobkörniger Brecciensandstein aus dem grünen karpathischen Schiefergestein.
8. Analoger, feinkörniger Sandstein, worin die Körner des genannten Schiefergesteins nur selten 1—2 *mm* gross sind.

Die Oelschächte von Mosoare sind auf beide Flussufer vertheilt, primitiv, seicht und mit unbedeutenden Productionsverhältnissen ausgestattet.

Jenseits der Antiklinale von Mosoare taucht im eigentlichen Trotuşbette von Neuem jener dickbankige, grüne, thonig-kieselige Sandstein ohne Glimmer auf, welcher den Uebergang zur Menilitgruppe vermittelt („Flussufer" im Profile Fig. 27). Hier fällt diese Felsart unter 20° nach Südosten ein, und zwar concordant unter die dicht daneben anstehenden Schipoter Schichten, welche merklich steiler nach der nämlichen Richtung abdachen. Es sind dies jene den Südwestfuss von Vf. Muncelu umsäumenden Schipoter Felsen, welche bereis oben, als dem Westschenkel der gleichnamigen Synklinale zufallend, besprochen wurden (pag. 685 ff.).

Im Ganzen beträgt also, im Bereiche des letzteren, die stufenweise Zunahme der Grösse des Fallwinkels in östlicher Richtung 20—90°, wesshalb es keinem Zweifel unterliegt, dass der Ostschenkel der ölführenden Antiklinale von Mosoare im Untergrunde des Trotuşbettes nach Osten überkippt ist.

Val. Ocii bei Păcura. Es ist dies eine tiefe, beim Dorf Păcura ins Trotuşthal mündende, ostwestlich orientirte Bergschlucht. Dieselbe entspringt an der Trotuş-Vălcica'er Wasserscheide und ist blos durch einen schmalen Bergsattel von dem vorbesprochenen, nach entgegengesetzter Richtung zum Vălcicathal verlaufenden Bacheinriss „Val. Cărbunarului" getrennt.

Während der Unterlauf von Val. Ocii noch dem Gebiete der obigen Antiklinale von Păcura angehört, taucht in diesem Thälchen höher hinauf oberhalb der Stelle, an welcher sich von demselben das Seitenthälchen „Grópa Ordii" abzweigt, das Menilitschiefersystem auf.

Es ist dies die Fortsetzung jenes Menilitschieferzuges, welcher in seinem Südtheil von Vf. Muncelu bis über den Tunnelberg bei Poeni hinübergreift und beiläufig 1 *km* breit ist. Dort, wo derselbe von Val. Ocii gekreuzt wird, ist er ganz schmal (100—200 *m*), um aber weiter im Norden auf den Bergen P. Păcurilor, P. Jarapan und P. Balaşii von Neuem an Breite zu gewinnen.

Die in Val. Ocii anstehenden Menilitschiefer wechsellagern mit grauen Tisesti-Sandsteinbänken, welche bituminös sind. Es sind diese Schichten lediglich in einem kleinen Aufschlusse des Bacheinrisses entblösst und beträgt dortselbst ihre Neigung 70° nach E 20° N (4^h 10°).

Von da an ist der Bacheinriss thalaufwärts auf eine Distanz von 100—200 *m* verdeckt, wobei in demselben hie und da Verwitterungsreste von kleinkörnigem, grünen Breccienconglomerat des Târgu-Ocna'er Systemes erscheinen.

Sichtlich als Liegendes dieser hier ganz geringmächtigen Facies taucht etwas weiter thalaufwärts eine alternirende, graue Schichtenreihe von Schieferthon, Mergel und von glimmerigem Sandstein mit Salzausblühungen (palaeogene Salzformation) auf. Zum Theil ist es jener dickbankige, mürbe, gelbliche Sandstein mit sehr reichem Glimmergehalt, welcher petrographisch dem Moinesti'er Nummulitensandstein an die Seite zu stellen ist. Im obersten Theil von Val. Ocii nehmen grobkörnige Sande und Sandsteine von dem genannten Typus vollends überhand. Geographisch sind dies bereits jene Sandsteinmassen, welche innerhalb der palaeogenen Salzformation, wie oben gezeigt, auch längs der benachbarten westlichen Wasserscheide von Păriul Vălcica (P. Partei) und längs seines ganzen Westabhanges, sowie zum Theil auch bei „La Fundătură“ vorherrschen.

Nahe der Westgrenze der palaeogenen Salzformation von Val. Ocii, also unweit von den vorerwähnten, in diesem Thale ausstreichenden, steil östlich einfallenden Menilitschiefern, wurde bei den Salzthonschichten eine 65°-Neigung nach W 20° N (19^h 5°) beobachtet.

Im Hinblick auf die Verhältnisse, welche in der ganzen Umgebung von Mosoare und Poeni herrschen, ist es kaum zu bezweifeln, dass die in Val. Ocii anstehenden, östlich geneigten Menilitschiefer und die dortselbst etwas weiter im Osten erscheinenden, hingegen, wie gesagt, westlich fallenden Salzthonschichten einer gemeinsamen Synklinale angehören. So viel ist sicher, dass an dem vermeintlichen Ostschenkel der letzteren, im tiefen Bacheinriss von Val. Ocii, aus dem Grunde blos die Salzthonschichten zu beobachten sind, weil der Bacheinriss unter dem hypsometrischen Niveau der hangenden Menilitgruppe gelegen ist. Daraus erklärt sich das kartographische Bild des gegebenen Menilitschieferzuges, welcher dort, wo er über den Bacheinriss wegsetzt, plötzlich ganz schmal wird, um sodann nordwärts von Neuem sich zu verbreitern.

Da es bezüglich der in Rede stehenden Menilitschieferausbisse von Val. Ocii sehr leicht festzustellen ist, dass dieselben direct im Fortstreichen des Westschenkels der obigen, am Tunnelberg bei Poeni ausstreichenden Synklinale gelegen sind, müssen demgemäss die besagten, westlich geneigten Salzthonablagerungen von Val. Ocii hingegen als Fortsetzung jener Târgu-Ocna'er Schichten aufgefasst werden, welche am Sattelaufbruch von Mosoare Antheil nehmen. (Ostschenkel der Synklinale des Tunnelberges bei Poeni — Westflügel der Antiklinale von Mosoare.)

Hierin bietet sich ein auffälliges Beispiel dar, wie die Târgu-Ocna'er Facies in horizontaler Richtung, und

zwar in dem gegebenen Falle im Fortstreichen einer und derselben Antiklinale, in Salzthonfacies übergeht.

Piscu Păcurilor. Die „unteren" Menilitschiefer am Südwesthang dieses Berges sind ganz sanft nach Südwesten geneigt.

P. Balașii. Die auf der Bergspitze (449 *m*) anstehende untere Menilitgruppe zeigt steiles (65°) Fallen nach W 20—30° S ($16^h 10^0$—16^h).

P. Jarapan (450 *m*). Westlich von diesem Triangulationspunkte, am Fusswege, welcher vom Dorf Vălcele, neben Vf. Vișani vorüber, über den Jarapanberg zum P. Balașii führt, kommt die obere Menilitgruppe mit ihrem hier sehr mächtigen massigen Sandstein zum Vorschein. Südlich vom Triangulationspunkt (450 *m*) wurden am Nordwesthang von P. Parței, und zwar oberhalb der Côte von 400 *m*, Verwitterungsreste der unteren Menilitgruppe beobachtet (Hornsteinplatten, Schipoter Schichten). Ein Blick auf die Karte genügt, um einzusehen, dass gemäss diesen Daten P. Balașii sammt dem Westtheil von P. Jarapan, ostwärts bis zum Triangulationspunkte (350 *m*), das Gebiet einer Menilitschiefersynklinale ausmachen. Der Westschenkel der letzteren ist, nach Obigem zu urtheilen, am Piscu Balașii (449 *m*) steil nach Osten überkippt. Diese überkippten, steil westlich geneigten Schichten sind im Fortstreichen jener vorerwähnten Menilitschiefer gelegen, welche am P. Păcurilor sanft westlich, hingegen noch weiter im Süden, in Val. Ocii bereits **steil** östlich (E 20° N), sowie zuletzt, noch weiter im Süden, am Westhang des Tunnelberges bei Poeni **sanft** nordöstlich abdachen.

Es gehören aber diese überkippten Schichten zugleich dem Ostflügel der „Eocän"-Antiklinale von Păcura. Danach ist die letztere im Trotușthale bei Poeni, wo sie zwischen den Côten 300 *m* und 400 *m* aufgeschlossen ist, nicht überkippt. Hingegen weiter im Norden, wo sie über die Trotuș-Vălcica'er Wasserscheide wegsetzt und folglich in viel höheren hypsometrischen Niveaus (400 - 615 *m* am D. Dosului) entblösst ist, erweist sich der Ostflügel dieser Antiklinale als überkippt.

Auf der geologischen Karte hebt sich der im Bereiche der Trotuș-Vălcica'er Wasserscheide überkippte Längenabschnitt der Antiklinale dadurch deutlich heraus, dass er zweimal schmäler ist, als es sonst bei diesem antiklinalen Gesteinszug der Fall ist. Auch dieser Umstand stimmt mit unseren übrigen Beobachtungen gut überein. Das Sattelgewölbe ist nämlich dort, wo sich dieser antiklinale Gesteinszug verschmälert, bis auf die Tiefenstufe der Ueberkippung seines Ostflügels gänzlich denudirt.

Die südliche Fortsetzung der Antiklinale von Păcura entfällt auf der Trotuș-Slanicer Wasserscheide auf den Berg P. lui Rața (559 *m*). Sowohl auf dieser, als auch auf der nördlichen Wasserscheide des Trotuș verräth sich das fortstreichende „Eocän" durch eine tiefe Einsattelung der Kammlinie und ist dasselbe beider-

seits durch jene höchsten Punkte der letzteren, welche den benachbarten Oligocänzügen zufallen, orographisch ziemlich scharf begrenzt.

An dem in die südwestliche Hochterrasse des Trotuş oberhalb von Poeni einschneidenden Bache P. Blidarului ragt, etwa im Niveau der Côte von 400 *m*, eine kleine, mehrere Meter hohe Felswand auf, welche einem sehr dickbankigen, grobkörnigen, überaus glimmerreichen Sandstein vom Typus des Moinesti'er Nummulitensandsteines angehört.

Der letztere wechsellagert mit dünnen Lagen (1 *dm*) von grünlichem Schieferthon und führen seine Bänke, ebenso wie bei Moinesti, 2—3 grosse concretionäre Sandsteinkugeln.

Es fallen aber diese Schichten unter 70—85^0 nach SSE (10^h) oder nach NNW (23^h 5^0) ein und sind etwa im Ostschenkel der Antiklinale von Păcura, nahe gegen ihre Medianzone, gelegen.

Ein mit dem vorigen identischer, oberhalb von Mosoare und unterhalb der Anhöhe „La Pârlitura“ (454 *m*) in Wegeinschnitten und Bacheinrissen erscheinender Sandstein dacht unter 45^0 nach W 10^0 N ab. Es entspricht derselbe entschieden dem Westschenkel der Antiklinale von Mosoare. Weiter gegen Süden scheint die letztere unter die Menilitschieferdecke von „La Pârlitura“ unterzutauchen und ist es kaum zu entscheiden, ob sodann noch am Slanicbache ihre Fortsetzung zu suchen ist, und wie etwa diesbezüglich sich die dortige Slănicelu-Antiklinale verhält. Sowohl bei der letzteren, als auch bei dem Schichtensattel von Mosoare, ist die Tiefenstufe einer steilen Ueberkippung am Ostflügel in dem gleichen Niveau, unter der Isohypse von etwa 300 *m* gelegen (vergl. pag. 589 und pag. 692).

Der Oligocänzug von Dracóea.

Zwischen den Ortschaften Păcura und Bogata durchschneidet der Trotuşfluss einen langen und schmalen Höhenkamm, welcher durch seine jähen Böschungsabstürze und durch seine schroffe Kammlinie sich landschaftlich gegenüber der Umgebung scharf abhebt. Im Norden des Trotuş gehört diesem Höhenkamme der Berg Dracóea (672 *m*), hingegen im Süden Vf. Titirezu (545 *m*) an. Dort, wo das Trotuşthal durch diese beiden Berge eingefasst wird, ist dasselbe merklich eingeengt und wird das Flussbett von mächtigen Tiseşti-Sandsteinschwellen durchquert. Die letztere Felsart ist auch an den dem Trotusflusse zugewendeten Böschungen der beiden genannten Berge entblösst, wobei ihre zumeist sehr dicken Schichten regelrecht eine sehr steile Westneigung aufweisen. (I. Fallen unter 65^0 nach NW 10^0 W am Nordfusse von Vf. Titirezu; II. Fallen unter 65^0 nach N 20^0 W am Südfusse des Berges Dracóea, nahe der Westgrenze unseres Tiseşti-Sandsteinzuges; III. Fallen unter 75 bis 80^0 nach W 30—50^0 N, d. h. durchschnittlich nach NW am Südfusse des Dracóeaberges, nahe an der Ostgrenze des Tiseşti-Sandsteinzuges.)

Es stellt der Tiseşti-Sandstein dieses Bergzuges eine steil nach Osten überkippte Synklinale dar, welche U-förmig zusammengepresst ist, zumal der Fallwinkel an ihrem überkippten Westschenkel (65^0)

nur unmerklich jenem des liegenden Ostschenkels (75—80°) an Grösse nachsteht.

In grösserer Entfernung vom Trotuşfluss setzt sich der schroffe synklinale Bergzug geradlinig nach Nord-Nordosten fort, und zwar über P. Codrului, Ouşoru mare (697 *m*), sowie Ouşoru mic (655 *m*), und stellt die Wasserscheide zwischen dem Välcica- und dem Cucueţithal dar.

In südlicher Richtung ist, abgesehen von der Unterbrechung durch Ausbisse des liegenden Eocän im Slanicthale, noch der hohe, zugespitzte, jenseits von dem letzteren aufragende Ungurénaberg (779 *m*) wahrscheinlich als die Fortsetzung unseres synklinalen Oligocänzuges zu betrachten (vergl. pag. 615). Doch ist diese Annahme kaum zu beweisen.

Am Trotuşflusse ist der östliche Muldenschenkel unseres Oligocänzuges, von Osten her, durch Gesteine der Schipoter Facies unterteuft. Die letzteren sind im Flussbette, nächst der Mündung des den gleichnamigen Bergrücken begleitenden Thales Păriul Dracóea, durch einige niedrige Felsenkuppen von dünnplattigem, schwarzen Hornstein vertreten.

Beachtenswerth ist es, dass unweit dieser Felsenkuppen, etwa 50 *m* weiter östlich, jener grünliche, dickbankige, feinkörnige Sandstein ohne Glimmer und Kalkgehalt anhebt, welcher nach Obigem in der benachbarten Gegend von Păcura und Mosoare stets an der Grenze zwischen der Menilit- und der Târgu-Ocna'er Stufe erscheint. Derselbe wurde namentlich an der Westböschung von Păriul Dracóea, d. h. tief am Ostfusse des gleichnamigen Berges, beobachtet. Er alternirt dortselbst mit dünnen (1 *dm*) Lagen von grünlichem Schieferthon und ist von dem gleichen Schieferthon unterlagert, welchem aber glimmerige Sandsteinplatten von bereits „eocänem" Habitus eingeschaltet sind.

Die Neigung dieser dem Westschenkel der Antiklinale von Păcura untergeordneten Schichten beträgt nächst der Mündung von Păriul Dracóea kaum 30° nach W 30° N (20h).

Nahe der Westgrenze des Oligocänzuges des Dracóeaberges wird Tisesti-Sandstein in einigen am östlichen Trotuşufer gelegenen Steinbrüchen zu Bauzwecken gewonnen (gegenüber vom Dorf Bogata). Hier sind die im Bindemittel thonig-kieseligen Sandsteinschichten 0·5—1 *m*, seltener 5—6 *m* dick, in ihrer ganzen Masse abwechselnd weiss und grau-grünlich gestreift, sehr feinkörnig und entbehren, wie gewöhnlich, des Glimmers. Die zugehörigen, bis 1 *m* mächtigen thonigen Zwischenmittel bestehen aus alternirenden bläulichen und schwarzen Lagen, welche 2—3 *cm* dünn sind und ihrerseits mit grauen Platten (1 *cm*) eines petrographisch mit dem vorigen identischen Sandsteines abwechseln. Das Streichen ist hier, ebenso wie bei der Antiklinale in Păcura N 20° E. Dabei sind die steil westlich abdachenden Sandsteinbänke von ebenso steilen, östlich geneigten Clivageflächen durchsetzt, welche vollkommen eben sind. Demzufolge erhält man von der Ferne den Eindruck, als ob die Schichten an der ganzen felsigen Südböschung des Dracóeaberges steil ostwärts einfielen. — Der Tisesti-Sandstein vom Nordfusse des benachbarten

Titirezuberges unterscheidet sich von dem obigen Sandstein nur wenig, indem er ausnahmsweise einen geringen Kalkgehalt, sowie äusserst winzige, spärliche Glimmerblättchen aufweist. Seine zahlreichen grünen Punkte sind wahrscheinlich auf Glaukonit zurückzuführen.

Die Antiklinale von Bogata.

Unterhalb von Păriul Puturos und dicht im Westen vom Dracóeaberge verfolgt der Trotusfluss auf eine kurze Distanz hin die nordnordöstliche Richtung, welche dem Schichtenstreichen parallel ist. Längs dieses Abschnittes des Flussbettes verlaufen Schichtenköpfe von senkrecht einschiessenden, zum Theil bituminösen Bänken (1—3 *m*) des Moinesti'er dickschichtigen, glimmerreichen Sandsteins und des analogen Sandes.

Es wechseln dieselben auch hier mit typischen Gesteinsvertretern des Târgu-Ocna'er Systemes ab, und zwar mit dünnen Lagen von olivengrünlichem Schieferthon (2—4 *dm*), von grauem dichtem Sandkalkstein und von grünem, kleinkörnigem Brecciencongfomerat. Das letztere erscheint in Form von winzigen, eingeschalteten Linsen auch mitten in den Sandkalkplatten. Insgesammt gehören diese Vorkommnisse einem breiten, westwärts dem Oligocänzug von Dracóea benachbarten antiklinalen Gesteinszug an.

In einer Entfernung von einigen Kilometern gegen Nord-Nordosten ist die Fortsetzung des letzteren noch innerhalb der östlichen Bergumrahmung des Trotuşthales bei Cucueţi, und zwar in der Gegend des „Fundu Sarat" benannten Thälchens zu suchen. Obwohl am Unterlaufe von Fundu Sarat keine Entblössungen, hingegen zahlreiche, lose liegende Trümmer des oberen Tiseşti-Sandsteines zu beobachten sind, ist dortselbst durch reichliche Salzausblühungen die Salzthonfacies der Târgu-Ocna'er Stufe angedeutet.

Auf der gegenüberliegenden südlichen Thalseite des Trotuşflusses ist innerhalb der besagten „Eocän"-Zone das Dorf Bogata gelegen.

Dicht an ihrer Ostgrenze gegen Vf. Titirezu hin, ist im Süden des Dorfes Bogata der grobkörnige, gelbliche, glimmerige Moinesti'er Sandstein längs des Baches „P. Arinişului" aufgeschlossen, und zwar mit 50°-Neigung nach W 20° N (19^h 5°).

Was aber die Westgrenze der Bogata'er „Eocän"-Zone anbelangt, so fällt dieselbe mit der Westgrenze des gleichnamigen Dorfes, hingegen in der Gegend der am weitesten nach Süden vorgeschobenen, im Păriul Bogata gelegenen Häuser dieser Ortschaft mit der Thalmitte von Păriul Bogata zusammen.

Dortselbst steht noch überall längs der südöstlichen Thalböschung die Schichtenreihe des olivengrünlichen Schieferthones mit Platten von hartem, grünlichen, glimmerreichen Sandstein an. Hingegen kommt an der nordwestlichen Böschung dieses schmalen Thales bereits dickbankiger Tiseşti-Sandstein mit thonigen Schmitzen zum Vorschein.

Die erstere Schichtenreihe repräsentirt das Hangende des vorerwähnten Moinesti'er Sandsteins, welcher ostwärts, zum Păriul

Ariniş hin, überaus mächtig entwickelt ist. Dabei ist diese Schichtenreihe unter 80° nach W 20—25° N geneigt, während der unmittelbar benachbarte, von der Antiklinalmitte mehr entfernte Tiseşti-Sandstein kaum unter 40° nach Nordwesten einfällt.

Merkwürdigerweise wurden neben diesen Aufschlüssen bezeichnende Gesteinsvertreter der unteren Menilitgruppe nicht beobachtet. Doch blieb mir der Oberlauf von Păriul Bogata unbekannt.

Durch das Vorkommen von Tiseşti-Sandstein an dem Nordwesthang von Păriul Bogata ist im Trotuşbecken von Neuem die östliche Grenzmarke eines besonderen Menilitschieferzuges gegeben.

Es ist dies jener, welcher zwischen Bogata und Doftana am westlichen Thalabhang des Trotuşflusses ausstreicht, und wie noch später zu zeigen, sich in dieser Gegend als die südliche Flyschumrahmung des Pliocänbeckens von Lapoş darstellt.

VI. Das Pliocän von Lapoş, eine Beckenausfüllung im Flyschgebiete der Bacau'er Karpathen.

Allgemeine Charakteristik.

Bereits von Cobalcescu wurde die Vermuthung geäussert, dass im Becken des Trotuşflusses am Uzu- und Dofteanabache alttertiäre Flyschbildungen „durch eine sehr junge Formation bedeckt sind“. Die letztere sei von diesem Autor noch nicht hinlänglich untersucht worden, um ihr geologisches Alter bestimmen zu können, doch scheine dieselbe der Congerienstufe anzugehören [1]).

Es stimmt mit dieser Angabe die geologische Karte von Draghicénu überein, welche in der Gegend zwischen Târgu-Ocna und Moinesti einige Pliocäninseln zur Anschauung bringt [2]). Auf der späteren geologischen Karte des geologischen Comités sind mehrere Miocän- und Diluvialschollen ausgeschieden, welche gleichfalls auf das Flyschgebiet der besagten Gegend entfallen.

Ausserdem wurde bezüglich der letzteren von Sabba Stefanescu darauf hingewiesen, dass bei Larga, Cucueţi und Dofteana mächtige Conglomerate vorkommen, welche „jünger sind als Flysch, weil sie demselben aufruhen und Rollstücke von Flyschgesteinen einschliessen“ [3]). Es sind dies jene Conglomerate, welche bereits früher von Tschermak, gelegentlich seiner flüchtigen Reise von Târgu-Ocna nach Moinesti, mit Flysch zusammengefasst wurden [4]).

[1]) Cobalcescu: Memorile geol. ale scolei militare din Jasi, Bucuresci 1883, pag. 66.

[2]) Draghicénu: Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1890, Taf. III.

[3]) Sabba Stefanescu: Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille 1897, pag. 100.

[4]) Der Boden und die Quellen von Slanik. Mineralog. und petrograph. Mittheilungen, Bd. III, 1881, pag. 333.

Innerhalb der Gegend, auf welche sich diese unterschiedlichen Angaben der Autoren beziehen, boten sich im Laufe meiner Begehungen im Jahre 1895 einige Fossilienfunde dar, welche zur näheren Untersuchung umsomehr einluden, als thatsächlich die betreffenden Orte mitten im Flyschgebiete sich befanden, während hingegen die Fossilienarten mit grosser Wahrscheinlichkeit auf Pliocän hinwiesen.

In der Umgebung von Comănesti, auf der Costa Luminei benannten Anhöhe und in dem an dieselbe angrenzenden Supanuthälchen wurden zahlreiche (?) Congerien, Unionen und Neritinen aus einer dünnen, Muschelbreccien-artigen Sandsteinschicht gesammelt. Die letztere gehört einer Schichtenserie an, welche im Supanuthale und bei Lapoş kohleführend ist.

Die Fossilien sind allerdings so schlecht erhalten, dass eine nähere Bestimmung derselben gewöhnlich unmöglich ist. Bezüglich der meisten Exemplare von Congerien ist es nicht leicht auszuschliessen, dass dieselben nicht etwa Arten der Kirchberger und Grunder Schichten angehören (*C. cf. clavaeformis Kraus*).

Doch gelang es, aus der Muschelbreccie von Costa Luminei eine Anzahl zerdrückter Schalen herauszupräpariren, welche gelegentlich von Bestimmungen der von mir aus dem Pliocän der Districte Buzeu und Prahova aufgesammelten Fossilien, sowie an der Hand von noch anderen Vergleichsmaterialien, welche im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien vorliegen, als sicher determinirbar sich herausstellten. Als für die Muschelbreccie von Costa Luminei bezeichnend, können darnach gegenwärtig folgende Formen angeführt werden:

Zagrabica naticina Brus.
Melanopsis (Canthidomus) Bouéi Férussac var.

Abart mit schlanker Schale, mit undeutlich angedeuteter unteren Knotenreihe auf der letzten Windung.

Dreissensia polymorpha Pall sp.?

Diese provisorische und doch fast ganz sichere Bestimmung bezieht sich auf zahlreiche Steinkerne mit zum Theil erhaltener Schale. Darunter gibt es Exemplare, welche auch an *Congeria Neumayri Andr.* (= *Basteroti M. Hoern. non Desh.*) sehr erinnern. Doch war bei denselben über die Apophyse Nichts zu ermitteln.

Neritina cf. rumana Sabba,
Bythinia sp.,
Limnaea peregra Müller sp.?
Valvata piscinalis Müller sp.?

Die Limnaeidengattung *Zagrabica* ist ein aberranter, den Valenciennesienschichten Osteuropas eigenthümlicher Typus [1]), welcher in Rumänien wenig bekannt ist.

Melanopsis Bouéi Fér., die wohlbekannte variable Form der Congerienschichten des Wiener und des ungarischen Beckens, kommt

[1]) Brusina: Die Fauna der Congerienschichten von Agram. Beitr. zur Palaeont. Oesterreich-Ungarns, Bd. III, 1884, pag. 173.

in Rumänien, wie neulich durch Sabba Stefanescu angegeben wurde, sporadisch auch in den obersten sarmatischen Schichten vor [1]).

Bezüglich der stratigraphischen Vertheilung der lebenden *Dreissensia polymorpha* und der miopliocänen *Congeria Neumayri Andr.* möge auf einschlägige Angaben von Brusina (1874) und Andrussow hingewiesen werden [2]). Innerhalb der Schichtenfolge Rumäniens scheint die erstere nur selten, oder aber gar nicht, unter das tiefste Niveau mit Psilodonten zurückzugreifen.

Auf Grund dieser Daten sind die Schichten von Lapoş (Baia Tisa, Costa Luminei etc.) mit grosser Wahrscheinlichkeit an die Basis von Pliocän überhaupt zu stellen und muss vorläufig die untere pontische, wenn nicht eher die mäotische Stufe sammt den unteren Congerienschichten des Wiener und des ungarischen Beckens als das Zeitalter der Pliocänbildungen von Lapoş in Aussicht genommen werden.

Auch an anderen Orten (Dărmaneasca, Dărmănesu) waren Spuren von Fossilien (*Helix*) innerhalb der besagten Schichtenreihe bemerkbar. Allein die Congerien-führende Muschelbreccie wurde nur noch in Leorda (Comăneşci N) beobachtet.

Petrographisch und tektonisch sind unsere Pliocänschichten sowohl von der subkarpathischen Salzformation, als auch von jener der nahen Flyschgegend von Hărja, in mancher Hinsicht, ganz verschieden. Hinsichtlich ihrer Verbreitungsverhältnisse ergab es sich aber, dass wir es mit einer ringsherum vom Flyschgebirge umrandeten, übergreifenden Beckenausfüllung zu thun haben, welche an und für sich, im Falle sich darin keine Fossilien finden würden, als Neogen überhaupt zu gelten hätte.

Da ich ursprünglich noch nicht mit den nöthigen topographischen Karten ausgestattet war, wurden die dazumal an Ort und Stelle festgestellten geographischen Grenzen des Pliocänbeckens von Lapoş nachträglich an der Hand der aufgezeichneten Localbeobachtungen auf den Karten (1:50.000) fixirt, ohne dass eine erneuerte Begehung des Gebietes unternommen wurde. Doch glaube ich, dass die auf den Karten skizzirten Grenzen des Pliocän blos bezüglich des mir unbekannt gebliebenen Gebietes am oberen Dofteanabache, sammt seinen Zuflüssen, irgendwie erheblich vervollständigt werden könnten.

Lediglich die nächste Umgebung von Lapoş wurde von mir von Neuem noch im Jahre 1896, gemeinschaftlich mit dem Herrn Ingenieur C. Alimanestiano, Chef des Minenwesens und Herrn Ingenieur C. R. Mircea, dem damaligen Leiter der Bohrunternehmung von Lapoş besucht, wobei eingehendere Beobachtungen über die Erscheinungsweise der dortigen Kohle angestellt wurden.

[1]) Sabba Stefanescu: Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Mémoires Soc. géol. France, Palaeontologie tom. VI, Paris 1896, pag. 6 und 135.

[2]) Andrussow: Fossile und lebende *Dreissensidae*. Petersburg (russisch); — deutscher Text 1898, pag. 18 und 79.

Die Topographie und das Bodenrelief.

Das Pliocänbecken von Lapoş erstreckt sich in einer Breite von 8—10 *km* längs des Trotuşthales, auf die Distanz von 18—20 *km* von Süden nach Norden hin.

Im Süden kommt diese Pliocändecke zuerst zwischen Bogata und Dofteana auf der westlichen und bei Cucueţi auf der östlichen Thalseite zum Vorschein.

Im Osten lehnt sich dieselbe an den Westabhang der das Trotuşthal begleitenden Berzunţukette an. Dabei gehören blos die niedrigen (500 *m*) Vorhügel der letzteren, und zwar zwischen Cucueţi und Păgubeni, dem Pliocän an, während die bedeutenderen Höhen aus alternirenden Eocän- und Oligocänzügen bestehen.

Die Nordgrenze unseres Pliocänbeckens ist gut markirt, zumal sich seine Hochterrasse unmittelbar an hohe Flyschberge anlehnt und namentlich an die südliche Böschung der ansehnlichen Tasbugabergkette (P^na^ Curpaşel Nord 839 *m*, P. Curmătura Zimbrului, Runcu 930 *m*, P. Porcăriei 850 *m*) einerseits und an die Südwestseite des Osoiuberges bei Moineşti andererseits.

Was schliesslich die westliche Flyschumrahmung des Pliocänbeckens von Lapoş anbelangt, so ist dieselbe ihrerseits durch plötzliches Steileransteigen der Oberfläche gegeben und fallen ihr die folgenden Berge zu: Vf. Nineasa (über 820 *m*) und D. Bohotar (757—774 *m*) am Dofteanabach; Golu Basacăn (764 *m*), Piatra Basacăn und Vf. Focu lui Ivan (721—745 *m*) am Doftaniţabach; Dealu Mare (730 bis 880 *m*) und Obcina Sălatrucu (704—835 *m*) am Uzuflusse; ferner Piscu Piticilor (853 *m*), P. Hijmelor (782—1083 *m*), P. Sopanului (907 *m*), P. Dragota (953—1117 *m*), P. Lat (878—1102 *m*), P. Rătăcit (728—1026 *m*), Munt. Laloiţa (924—931—1051 *m*), P. Rus (762 *m*) im Süden des Trotuş und schliesslich P. Streaja (700 *m*), P. Osoiului (807 *m*) und P. Lacului (720 *m*) im Norden dieses Flusses.

Die höchsten Punkte der Oberfläche des Pliocänbeckens sind dicht an seiner West- und Nordgrenze concentrirt und erreichen gewöhnlich kaum die Isohypse von 650 *m*, ausnahmsweise aber fast jene von 750 *m*.

Aus dem Verlauf der Verbreitungsgrenzen der Pliocänschichten ergibt sich ein enger Anschluss der ersteren an das heutige Thal des Trotuşflusses. Angefangen von der Felswand „Stănca Cucului" (zwischen Bogata und Dofteana) im Süden, nordwärts bis oberhalb von Comănesti gewinnt das Trotuşthal durch plötzliches Zurückweichen seiner westlichen Flyschumrahmung so sehr an Breite, dass dieser Thalabschnitt eine oval beckenförmige Gestalt annimmt. Die Ränder dieser orographischen Mulde fallen mit jenen der Pliocändecke von Lapoş zusammen.

Da die orographische Mulde nach ihrem ganzen Umfang dem Flyschgebiete zufällt, tritt auch die Pliocändecke nirgends an die subkarpathische Salzformation heran. Zweifellos sind die Umrisse des ursprünglichen Pliocänsees in den allgemeinen Verhältnissen der heutigen Bodenconfiguration ausgeprägt, unbeschadet der vielleicht

einige Hundert Meter betragenden Differenz zwischen dem heutigen und dem pliocänen Niveau der Thäler.

Orographisch zeigt heutzutage die Pliocändecke das Gepräge von Terrassenlandschaft in überaus deutlicher Art und Weise. Das Trotuşbett nimmt innerhalb des Pliocängebietes gegenwärtig eine vorwiegend randlich-östliche Lage ein, dicht am Westfusse der Berzunţukette.

Westlich vom Trotuşflusse stellen sich einige ganz unmerkliche, flache, nahe am Flusse gelegene Unebenheiten des Thalgrundes als alluviale Terrassenüberreste dar (z. B. bei Dărmănesti).

Das Alluvialgebiet ist im Süden, bei Dofteana, bis 300 *m*, hingegen im Norden, bei Comănești, über 370 *m* hoch und gelangt im Westen an einem plötzlich 50—80 *m* höher ansteigenden Steilrand zum Abschlusse (383 *m* bei Dofteana, 430 *m* bei Comănești). Der letztere zieht sich längs der von Moinești nach Târgu-Ocna führenden Chaussée fort.

Im Hintergrunde dieser vielleicht als jungdiluvial anzusprechenden Terrasse ragen noch einige merklich höhere (50—80 *m*), rundkuppige Hügel auf (D. Runcu bei Podeiu 563 *m*, Plaiu Laposu 468—564 *m*, Măguricea 525 *m*, D. Glodurile 535 *m*, D. Cărăboia 562 *m*, D. Panca 699 *m*, Vf. Arșiței 589 *m* u. s. w.).

Es sind dies Denudationsüberreste einer höheren Terrasse, welche aber weiter westwärts noch heutzutage in zusammenhängender Entwicklung zum Vorschein kömmt, um sodann ihrerseits an der westlichen Flyschumrahmung des Pliocänbeckens zum Abschlusse zu gelangen.

Die Schichtenfolge.

Das Pliocän von Lapoș besteht in seiner typischen Ausbildung aus alternirenden, 0·5—2 *m* mächtigen Lagen von mürbem, dickbankigen Tuffsandstein und -Sand, welcher sichere Bestandtheile von Eruptivgesteinen enthält (Andesit?[1]) sowie aus solchen von äusserst feinsandigem Thonmergel und Thon (Dărmănesti, Comănesti, Lapoș, Ulmenișu, Lunca bei Moinești etc.).

Die Unterscheidung zwischen gewissen Pliocänsandsteinen und einigen mürben, denselben sehr ähnlichen Abarten des in der nämlichen Gegend vorkommenden Eocänsandsteines ist im Terrain nur zufolge der stets grossblättrigen Glimmerführung des letzteren möglich. Es ist dieser Unterschied erklärlich, da sich ja die Sedimente der Flyschumrandung einerseits und jene der pliocänen Beckenausfüllung andererseits zu einander wie Muttergesteine zu ihren Umlagerungsproducten verhalten.

Obzwar die Wechsellagerung von feinkörnigem, dickbänkigen Sandstein mit feinsandig-glimmerigen Mergeln fast überall in unserem Pliocängebiete zu beobachten ist (z. B. Dărmăneasca, Boiștea, Dărmănesti), kommen in dieser Schichtenfolge blos ganz sporadisch mächtige Lagen von fettem Thon vor.

Alsdann pflegt der Thon kohleführend zu sein (Lapoș).

[1]) Vergl. weiter unten pag. 723.

Im Gegensatz zu der obigen typischen Entwicklung der Sedimente unseres Pliocänbeckens ist an den äusseren Rändern des letzteren eine andere Schichtenfolge zu beobachten, welche aus grobkörnigem Sandstein und mächtigen Conglomeratmassen besteht.

Hieher gehören die Conglomerate von Dofteana, Cucueți, Larga und Păgubeni.

Die Conglomerate sind gewöhnlich grünlich gefärbt. Ihre Grundmasse stimmt petrographisch mit dem begleitenden grobkörnigen Sandstein überein, welcher seinerseits schmale, conglomeratartige Schnüre, sowie vereinzelte wallnussgrosse Gerölle von verschiedenen Flyschsandsteinen enthält.

Die Geschiebe und Rollstücke des eigentlichen Conglomerates bestehen aus grünlichem Sandstein, welcher dem Tisesti-Sandstein nahesteht, aus typischem Tisești-Sandstein, aus glimmerigem Sandstein, welcher mit dem dickbankigen Nummulitensandstein von Moinești übereinstimmt. Begleitet sind dieselben durch scharfkantige Stücke von Hornstein, welche der Menilitschieferserie entstammen. Die zahlreichen gleichfalls mitvorkommenden Gerölle von krystallinischen Schiefergesteinen rühren offenbar aus der Târgu-Ocna'er Stufe des Flysches her.

Manche, nur an Kanten abgerundete Blöcke, welche im Conglomerate stecken, sind bis 2 *m* gross.

Die grobkörnigen, der Conglomeratserie eingeschalteten Sandsteine führen hie und da ihrerseits Einlagerungen von dunkelgrünen und kirschrothen Thonen (Larga, Păgubeni). Doch ist die Mächtigkeit der letzteren im Gegensatz zu dem grauen kohlenführenden Thon, welcher für die feinkörnige Sandsteinserie bei Lapoș bezeichnend ist, eine ganz geringe.

Der Uebergang der conglomeratischen Strandfacies in die kohlenführende Schichtenreihe ist in der Gegend von Dofteana im Westen des Trotuș zu beobachten. Vorerst nehmen dabei die dem Conglomerat eingeschalteten Sandsteine in horizontaler Richtung so sehr überhand, dass schliesslich nur eine mächtige, alternirende Folge von Sandstein und Sand vorliegt (nördliche Diluvialterrasse des Dofteanabaches im Bereiche der gleichnamigen Ortschaft).

Da das Trotușbett an vielen Stellen, wie z. B. bei Dofteana und Larga, in's Pliocän einschneidet, ohne sein Liegendes zu erreichen, und ausserdem aus dem Pliocän sowohl die Diluvialterrasse, wie auch die geologisch ältere, über der letzteren sich erhebende Hochterrasse aufgebaut ist, dürfte die durchschnittliche Mächtigkeit der pliocänen Schichten sich auf 200—300 *m* belaufen. An Stellen, in deren Nähe das Flyschgebirge inselartig aus dem Pliocän aufragt (Comănesti), ist das Pliocän nur wenige Meter mächtig.

Die südliche Randzone des Pliocänbeckens zwischen Bogata und Dofteana.

In dieser Gegend gehören die Berge Vf. Marei, Vf. Ciungi Tulei (648 *m*), D. Piscu und P. Marului (498 *m*), sowie die zwischen den beiden letzteren Bergen einschneidenden Thäler (Păriul Marului

und Păriul Pietrei) einem beinahe 1·5 *km* breiten Menilitschieferzuge an, welcher die Südgrenze des Pliocänbeckens von Lapoș umsäumt.

Angefangen von der Mündung des Păriul Bogata, nordwärts längs des westlichen Thalabhanges des Trotuș bis oberhalb der Mündung des Păriul Pietrei, streicht dieser Menilitschieferzug mit constant westlichem Fallen aus.

Im Norden von Păriul Marului breitet sich längs der westlichen Thalseite des Trotuș eine Terrasse aus, welche bis Dofteana fortlauft. Der 60 *m* hohe Terrassenrand fällt in seinem Südtheil noch den Menilitschiefern zu, in seinem Nordtheil aber, d. h. gegen Dofteana hin, bereits dem Pliocän. Die Grenze zwischen beiden Formationen befindet sich am Steilrand nördlich von Stănca Cucului (Ripa Plopului), einer schroffen, vom Trotuș umspülten Felswand, welche noch dem Tisești-Sandstein angehört. Die zum Theil braunen, bituminösen Sandsteinbänke sind 1—8 *m* mächtig und alterniren mit dünnen Zwischenlagen von schwarzem Fischschiefer. Das Schichtengefälle beträgt 60° nach W 20—25° N (19^h 5° — 19^h 10°).

Oberhalb der Stelle, wo diese Sandsteinfelsen bis auf die Breite der an ihrem Fusse verlaufenden Chaussée zum Trotusfluss vorspringen und wo sowohl die letztere als auch der Fluss knieförmig westwärts abbiegen, wird der dickbankige Tisești-Sandstein von mächtig anstehenden Menilitschiefern abgelöst, welche regelrecht dünnplattige Tisești-Sandsteinlagen führen, allein ausserdem mit vereinzelten dicken (4—8 *m*) Sandsteinbänken abwechseln.

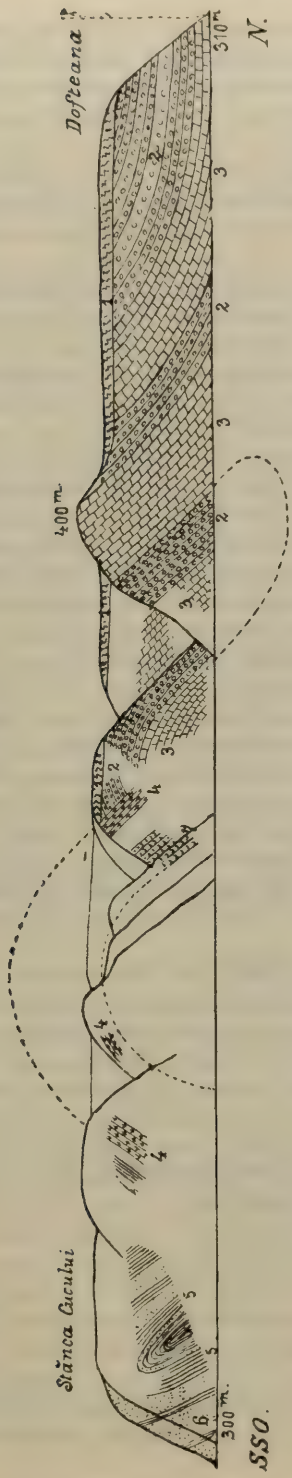
Es bilden die Menilitschiefer einen nach Osten überkippten Sattel, unter dessen ganz steilen östlichen Liegendschenkel der obige Sandstein von Stănca Cucului westwärts concordant einschiesst. Der mittlere Sattelkern der Schiefer ist am Steilrand deutlich entblösst, ebenso wie die zugehörige, westwärts folgende, gleichfalls etwa 200 *m* breite Synklinale. Ein etwa 30—50 *m* breiter Zug von dünnplattigen Schipoter Schichten, welcher am Flusssteilrand mit 45°-Neigung nach E 30° S (8^h) ausstreicht, fällt dem Westschenkel der besagten Synklinale zu[1]). (Siehe die nebenstehende Fig. 28.)

Westwärts folgt auf diese Synklinale ein zweiter Sattel, welcher an unserem Steilrand, lediglich aus Schipoter Schichten und darunter liegenden Hieroglyphenschichten zusammengesetzt ist, und welcher so zu sagen den p l i o c ä n e n F l y s c h r a n d abgibt. Die näheren auf denselben Bezug nehmenden Daten sind nachstehende.

In der Medianzone des Sattels zeigen die Schipoter Schichten eine 50°-Neigung nach Süden (bis S 10° E). — Die Hieroglyphenschichten des Sattelkernes bestehen, abgesehen von grünlich-bläulichem Thon und harten Sandsteinplatten mit Glimmer, auch noch aus Lagen von grünem, bituminösen Sand. — Am Westschenkel unseres Sattels sind dieselben unter 50 und 70° nach W 20° N geneigt. Doch nimmt die Grösse des Fallwinkels innerhalb des Westschenkels rasch ab, in dem Masse, als wir uns vom Antiklinalkern entfernen. — Die hangenden Schipoter Schichten des Westschenkels weisen westliche (W 20° N)

[1]) Die Entblössung der Schipoter Schichten befindet sich dicht bei einem für die Arbeiter der im Baue begriffenen Eisenbahn angelegten Wirthshaus.

Fig. 28.



Ansicht des östlichen Steilrandes des Trotusflusses, zwischen Stănca Cucului und Dofteana.

1. Diluvium.
2. Pliocänes Conglomerat.
3. Pliocäner Sandstein.
4. Schipoter Schichten.
5. Menilitschiefer.
6. Dickbankiger Tisești-Sandstein.
7. Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten.

Gesammtlänge des Profiles circa 1·5 *km*.

Neigung unter kaum 25° auf. Dabei zeigen dieselben den Charakter von dünnplattigen, grauen Kieselkalken mit weissen Kalkspathadern.

Unmittelbar auf diese Schipoter Bank greifen die pliocänen Conglomerate und Sandsteine in ausgezeichnet discordanter Schichtenstellung hinüber (vergl. Fig. 28).

Am Contact mit den Schipoter Schichten sind die Pliocänbildungen fast horizontal, worauf dieselben die Hälfte eines Antiklinalbogens beschreiben, um sodann steil nordwestlich (oder nördlich) einzuschiessen.

Doch nehmen diese steil aufgerichteten Pliocänschichten blos eine schmale Grenzzone ein, gegen das obige Flyschgebirge hin. Innerhalb derselben ist anscheinend eine Synklinale, sowie ein nordwärts darauf folgender Sattel zu unterscheiden, wofern nämlich die im Sandstein eingeschalteten Conglomeratlagen als eine und dieselbe Bank zu gelten haben (Fig. 28).

Weiter nordwärts herrscht bei den Pliocänschichten des Steilrandes, bis nach Dofteana hin, ganz sanfte (15°) nördliche Neigung. Dabei behalten die Pliocänschichten längs des Steilrandes stets den gleichen Charakter von mürben, dickbankigen Sandsteinen, welche glimmerig, grob ungleichkörnig, sowie im Bindemittel mergelig sind.

Anstatt mit Conglomerat zu alterniren, übergehen diese Sandsteine, näher gegen Dofteana zu, vielmehr nach oben in dickbankige Conglomerate von ausserordentlicher Mächtigkeit (über 100 *m*).

D a s D o r f D o f t e a n a. In D o f t e a n a selbst gehört dieser Conglomeratbildung das Bett des gleichnamigen Baches sammt seinem südlichen Steilrand, der letztere nach seiner ganzen, circa 80 *m* betragenden Höhe an. Dortselbst zeigt das Conglomerat äusserst flache Falten der Schichten, wobei aber der Fallwinkel vom Trotuş angefangen in der Richtung nach Westen sich relativ rasch verkleinert und die Schichten erst gegen die darauffolgende Muldenmitte z. B. unter 10° nach W. 20° S geneigt sind, wie es in Fig. 33 (pag. 724) veranschaulicht wird.

Am nördlichen Diluvialsteilrand des Dofteanabaches wechsellagert im Gebiete dieses Dorfes der mürbe Pliocänsandstein mit grauen bis grau-grünlichen Thonlagen, ohne dass dazwischen das Conglomerat erschiene. Unterhalb des Osoiuberges zeigt der besagte Sandstein 15—20°-Neigung nach Westen bis Nordwesten.

Die östliche Randzone des Pliocänbeckens und ihre Flyschumrahmung.

Cucueti.

Im Gebiete dieses am ö s t l i c h e n Abhang des Trotusthales gelegenen Dorfes tauchen all' die Schichten von Neuem auf, welche am westlichen Steilufer des Trotuş zwischen Stânca Cucului und Dofteana zu Tage treten.

Das Generalstreichen der Schichten ist danach beinahe nordnordöstlich. Vor Allem entfällt die Fortsetzung des Menilitschiefer-

zuges von Stănca Cucului, an welchem die pliocänen Sandsteine und Conglomerate, wie oben gezeigt, südwärts abstossen, im Bereiche des Dorfes Cucueți, auf die Gegend von Păriul Socilor.

Unweit der Mündung dieses Thälchens, und zwar westlich von derselben, stehen noch am Hügel Piscu Bradului Tisești-Sandstein und Menilitschiefer an.

Ein dortselbst angelegter, verlassener Oelversuchsschacht ist darum bemerkenswerth, weil auf seiner Halde Gesteine des Târgu-Ocna'er Systems vertreten sind.

Gleich daneben betreten wir gegen Westen hin, auch in Cucueți, das Gebiet der pliocänen Sandsteine und Conglomerate. Dabei verläuft die Grenze der letzteren gegen das Oligocän eine Strecke lang längs der westlichen Wasserscheide des Păriul Socilor, d. h. längs des Piscu Bradului.

Auch ist die tektonische Leitlinie der pliocänen Sandsteine und Conglomerate bei Cucueți jedenfalls die nämliche, wie zwischen Stănca Cucului und Dofteana.

Nördlich von Cucueți, in der Richtung gegen Larga, nehmen die Conglomerate am östlichen Steilrand des Trotuș nach und nach so sehr überhand, dass dieselben zuletzt in einer Mächtigkeit von etwa 60—80 *m* anstehen. Es befinden sich aber diese Conglomeratmassen im Fortstreichen jener, welche am östlichen Flusssteilrand beim Dorf Dofteana in der gleichen Mächtigkeit zum Vorschein kommen.

Wenn man von Larga in entgegengesetzter Richtung nach Cucueți längs des östlichen Flusssteilrandes wandert, vergrössert sich der Fallwinkel der Pliocänschichten von 18° (südlich von Larga) bis auf 40° (bei der Kirche von Cucueți), wobei die Fallrichtung W 25—30° N beträgt. Es ist dies ganz dasselbe Steilerwerden der Schichten, welches am östlichen Abhang des Trotușflusses zwischen Dofteana und Stănca Cucului zu sich einstellt, in dem Masse, als man südwärts der äusseren Grenze des Pliocänbeckens sich nähert.

Das Largathal, Muntele Berzunțu, Buda.

Es fallen dem Pliocän in dieser Gegend, ebenso wie bei Cucueți, blos die circa 500 *m* hohen Hügel zu, welche eine schmale, terrassenartige Vorstufe am Osthange der Berzunțukette darstellen. Am Largabache erstreckt sich das Pliocän ostwärts bis auf eine Entfernung von etwa 1·5 *km* im Osten von der Mündung dieses Baches in den Trotușfluss.

Innerhalb der pliocänen Schichtenreihe des Largathales tritt das Conglomerat im Vergleich mit Cucueți und mit Dofteana stark zurück. Die je einige Meter mächtigen Bänke von grobkörnigem gelblichen Sandstein, welcher des Glimmers fast entbehrt, wechsellagern mit kaum ebenso dicken Lagen von Conglomerat und von bläulichem Schieferthon.

Im Ganzen ist diese Schichtenreihe, einige hundert Meter mächtig, am Nordhang des Largathales aufgeschlossen, und zwar mit 20°-Neigung nach W 20° S (16^h 10°), was dem Gefälle der Böschungen des Trotusthales zu beiden Seiten der Mündung des Largabaches entspricht.

Gewisse pilzartige Verwitterungsformen des pliocänen Sandsteines, welche auf den Hügeln zu beiden Seiten des Largathales und auf der südlichen Terrasse des Dofteanabaches bei dem gleichnamigen Dorf erscheinen, sind auf auswitternde grosse Blöcke von Flyschgesteinen zurückzuführen, welche dem pliocänen Sandstein sporadisch eingebettet sind.

Ostwärts grenzt das Pliocän des Largathales unmittelbar gegen Eocän an. Es sind dies dickbankige, grobe, überaus glimmerreiche Sandsteine, jenen von Moinesti ganz analog. Dieselben herrschen zu beiden Seiten des Păriul Runcu [1]), einer Abzweigung des oberen Largathales, und schiessen dortselbst westwärts unter das Pliocän mit einer Neigung 30—40—60° ein.

Vom Păriul Runcu führt in nord-nordöstlicher Richtung auf den Kamm der „Muntele Berzunțu" ein Fussweg hinauf, welcher sodann zu dem gleichnamigen Dorf hinabsteigt. Neben diesem Fussweg, vom Largathal angefangen, bis auf die Höhe der genannten Bergkette hinauf, wurde blos der besagte Sandstein als anstehende Felsart beobachtet.

Hingegen fanden sich auf der Höhe der Berzunțukette, auf der Waldwiese P^na. Schitului, Trümmer von Tisesti-Sandstein vor, anscheinend ganz entsprechend ihren natürlichen Verbreitungsverhältnissen.

Tief am Ostfusse der Berzunțukette gelangt man erst bei Buda zur miocänen Salzformation, deren Westgrenze einerseits nach Poduri und Moinesti im Norden [2]), andererseits aber nach Târgu-Ocna im Süden zu verfolgen ist.

Grópa Jaristea bei Păgubeni.

Es ist dies ein tiefer Wassereinriss, welcher in den östlichen Flusssteilrand des Trotuș einschneidet und dem Pliocän angehört. Das letztere stimmt faciell mit jenem von Larga überein. Die Conglomeratschichten fallen sanft nach Westen ein, was zufälliger Weise auch hier der Böschungsneigung der schmalen, 500 *m* hohen Trotușterrasse entspricht.

Dicht über dem Wassereinriss verläuft die Ostgrenze des Pliocänbeckens.

Păriul Căramizilor und Berg Varan [3]) bei Păgubeni.

Die am Ostfusse der Berzunțukette verlaufende Ostgrenze des Pliocän ist bei Păgubeni bereits an den Thalgrund des Trotusflusses gebunden. Nur stellenweise steigt das pliocäne Conglomerat bei Păgubeni, etwa 20—30 *m* hoch, am östlichen Flusssteilrand hinauf. Dabei erhebt sich der letztere circa 200 *m* über den Trotusspiegel und fällt insgesammt dem Eocän zu.

---

[1]) Karte im Massstabe 1:20.000.

[2]) Vergl. meinen Reisebericht.

[3]) Dieser von Ortsbewohnern herrührende Name bezieht sich auf jenen Abschnitt der schmalen östlichen Hochterrasse des Trotuș, welcher zwischen dem letzteren und dem Oberlauf des Păriul Căramizilor gelegen ist.

Was die eocäne Schichtenfolge anbelangt, besteht dieselbe auch hier vorwiegend aus dem viel erwähnten dickbankigen, grobkörnigen, glimmerreichen Sandstein, welcher aber bei Păgubeni ausnahmsweise überaus zahlreiche metergrosse, concretionäre Sandsteinkugeln führt. Derartige, mehrere Meter dicke Sandsteincomplexe wurden bei Păgubeni bald als Hangendes, bald aber als Liegendes einer mächtigen bunten Hieroglyphen-Sandsteinserie beobachtet.

Innerhalb der letzteren spielen die Hauptrolle grünliche bis grau-bläuliche und abwechselnd rothe oder grünliche, rothgebänderte, fette Schieferthone, welche oft in einen thonigen, feinkörnigen, glimmerreichen Quarzsand übergehen.

In dem grossen Wassereinriss, welcher vom „Varan" - Hügel (507 *m*) nach Păgubeni zum Trotuş herabläuft und sich gegenüber der Kirche von Dărmanesti, d. h. etwa 1 *km* nördlich von der Mündung des Păriul Căramizilor befindet, wurde ein kaum 1 *dm* starkes Braunkohlenflötz, als Einschaltung in den genannten Schieferthonen, beobachtet.

Die dünnschichtigen Zwischenbänke von festem Hieroglyphen-Sandstein und Platten von Sandsteinschiefer, welche diesen Thonen eigenthümlich sind, gemahnen an das Târgu-Ocna'er System.

An der Westböschung des Varanberges sind diese Bildungen steil östlich, seltener aber steil westlich geneigt oder aber auf den Kopf gestellt. Am Ostfusse des Varanberges fällt hingegen der dickbänkige Sandstein unter 45^0 nach Westen ein.

Als eine Synklinale bekundet sich der Eocänzug des Varanberges, namentlich an seinem Südhang, welcher über dem Bachbette von Păriul Căramizilor steile Felswände darstellt. Die Synklinalmitte ist dortselbst durch senkrecht einfallende Schichten charakterisirt, welche aber gegen oben steile Ostneigung annehmen. Der Westschenkel der Synklinale ist darnach sichtlich unter Tags überkippt.

Das Pliocän greift bis zu diesem nahe der Mündung des Păriul Căramizilor gelegenen Aufschlusse nicht vor.

Plopu.

Dieses Dorf liegt dicht an der Ostgrenze des Pliocän. Das letztere beschränkt sich auch hier auf den Thalgrund des Trotuşflusses. Am Eingang zu dem vom Trotuş seitwärts auslaufenden Ploputhale passirt man zunächst eine 100—200 *m* breite Menilitschieferzone. Auf der Südböschung des Ploputhales gehört der letzteren der von Dorfbewohnern so benannte Hügel „Ripa Stroie" an, ein niedriger felsiger Vorsprung des Berges Piatra Pufului (601 *m*). Auf der Karte ist dieser Hügel von den Isohypsen von 300 und 400 *m* eingefasst.

Innerhalb der Menilitschieferzone am Hügel „Ripa Stroie" erscheint eine 20—30 *m* mächtige Lage von dickbankigem Tisesti-Sandstein, welche unter 80^0 nach W 20^0 S (16^h 10^0) einfällt.

Beiderseits, von Westen und Osten, ist dieselbe von mächtigen Complexen grünlicher Schieferthone eingefasst. Doch im Westen sind dem Schieferthon noch einige dicke Bänke von dem nämlichen Sandstein und sodann näher gegen das Trotuşthal hin, ein circa 20 *m*

breiter Zug von braunen, thonig-kieseligen, geknickten Schipoter Schichten eingeschaltet. Hingegen sowohl westlich von den Schipoter Schichten als auch östlich vom Tisești-Sandstein, d. h. in seinem Liegenden, führt der grünliche und abwechselnd röthliche Schieferthon krummschalige, glimmerige Sandsteinplatten und dünne Lagen von feinkörnigem, grünlichen, thonig-kieseligen Glaukonitsandstein, welche sich petrographisch von solchen der Târgu-Ocna'er Hieroglyphenschichten nicht unterscheiden.

Im Bacheinriss, welcher im Osten von den Felsen von Ripa Stroie zum Plopubach herunterläuft, zeigen die besagten Hieroglyphenschichten eine zu seinen beiden Seiten entgegengesetzte Fallrichtung, wobei das Streichen fast nordsüdlich ist.

Fig. 29.

Ansicht des nördlichen Abhanges des Thales Plopu Mare, oberhalb des Dorfes Plopu.

1. Alluvium.
2. Pliocän.
3. Tisești-Sandstein.
4. Uzusandstein.

Jedenfalls ist durch das Erscheinen von dickbankigem Tisești-Sandstein bei Ripa Stroie ausnahmsweise die stratigraphische Grenze gegen das Târgu-Ocna'er System bezeichnet.

An der nördlichen Thalseite des Păriul Plopu entfällt die Fortsetzung der vorbesprochenen Menilitschieferzone auf den Westabhang des Berges „La Matcă" (571 *m*), wo der Tisești-Sandstein gleichfalls zwischen den beiden Isohypsen von 300 und 400 *m* zum Vorschein kommt. Der Fallwinkel war dortselbst nicht zu messen.

Jenseits der Menilitschieferzone gelangt man thalaufwärts alsbald zu unserem dickbankigen, grob- und ungleichkörnigen Moinești'er Sandstein, welcher auch hier reich an Glimmer ist, kalkhältiges Bindemittel hat und mit dünnen und dickeren (1 *m*) Lagen von grünlichem Schieferthon wechsellagert. Innerhalb der fast 1 *km* breiten Zone dieses Sandsteines sind die Berge La Matcă und Piatra Pufului gelegen, welche zu beiden Seiten des Ploputhales aufragen.

Dabei zeigt dieser Sandstein constant westliches Fallen (W 10° S bis W 40° N) unter 20—75°. Der Fallwinkel verkleinert sich anscheinend stufenweise in dem Masse, als man quer auf die Sandsteinzone nach Osten fortschreitet. Nordwestneigung (W 40° N) von 20° wurde speciell längs der westlichen Böschung jenes Păriul Grohotului wiederholt beobachtet, welcher in nördlicher Richtung vom Păriul Plopu sich abzweigt. Am Osthang des Păriul Grohotului, am Berg D. Ciubu Corbului Brădaci (652—824 *m*), ist von Neuem Menilitschiefer und dickbankiger Tisești-Sandstein zu finden (vergl. vorstehend Fig. 29).

Vermeşti (Glodurile).

Das Pliocän, welches als Untergrund von Vermeşti vorauszusetzen ist, greift nach Osten in das nahe, in den Westhang der Berzunţukette einschneidende Seitenthälchen P. Glodurile nicht hinein. In dem letzteren ist an verschiedenen Stellen der dickbankige Moinesti'er Sandstein entblösst. Derselbe streicht bald nordwestlich, bald nordsüdlich, bald aber nord-nordöstlich (N 25° E = 1h 10°). Am Eingang zum Seitenthälchen sind die Schichten dieses Sandsteines stellenweise auf den Kopf gestellt, während weiter thaleinwärts ihre Neigung 35—65° nach Westen beträgt.

Wahrscheinlich lehnt sich dieser Sandsteinzug von Westen her an die Menilitschieferscholle, welche über Ripa Stroie bei Plopu fortstreicht.

Die Moinesti'er Bucht des Pliocänbeckens und seine Nordgrenze.

Văsieşti, Leorda, Ulmenişu (Hănganǎ), Lunca Moineştului.

In der Umgebung dieser Dörfer erreichen die pliocänen Ablagerungen ihre N o r d g r e n z e. Dabei greift das Pliocän buchtenförmig in nord-nordöstlicher Richtung bis fast nach Moineşti vor und wird in dieser Richtung von einem zum Trotuşflusse mündenden Bache (P. Ulmenişu) verquert, ohne die Wasserscheide des Trotuşbeckens zu überschreiten.

Die östliche Flyschumrahmung der Pliocänbucht gehört dem Berzunţugebirge, hingegen die westliche den südlichen Ausläufern der grossen Taşbugakette an (Pna. Curpasel 656 *m*, Runcu 932 *m*). Es sind zwei verschiedene, namentlich bei Văsieşti, im Westen des Ulmenişubaches, deutlich unterscheidbare Terrassen, welche in dieser Gegend die Abhänge der benachbarten Flyschberge hinansteigen und aus Pliocän aufgebaut sind. Die absolute Höhe der Terrassen beträgt über 400 *m*, respective über 500 *m*.

Die Pliocänsedimente der Terrassen sind durchwegs feinsandig-thonig oder mergelig und von stets ganz sanftem (10—15°) Schichtengefälle in allgemein westlicher oder östlicher Richtung. Die thonigen Sande und die mürben mergeligen Sandsteine, welche insgesammt feinblätteriges Glimmer führen, stellen an ihren Ausbissen regelrecht senkrechte, an Lösswände erinnernde Steilabstürze dar. Stets sind dazwischen graue bis grau-grünliche Schieferthone in meterdicken

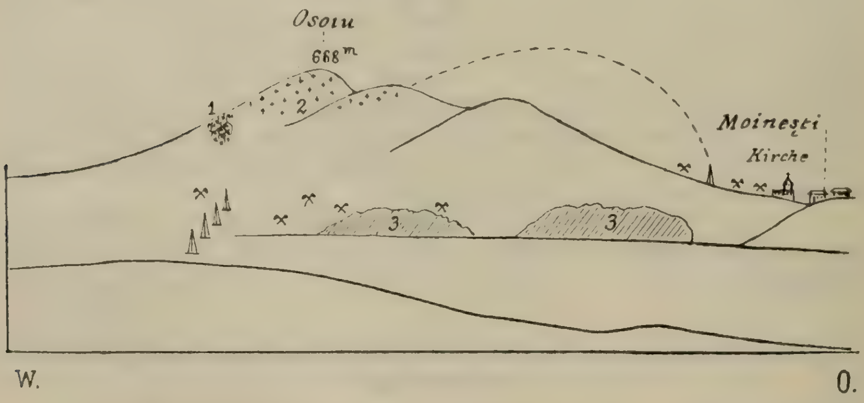
Lagen eingeschaltet, welche zum Theil des Glimmers gänzlich entbehren.

Die Muschelbreccie von Leorda, welcher bereits eingangs Erwähnung geschah und welche sich in ihrem Bindemittel als Sandstein darstellt, wurde in lose liegenden Bruchstücken am Osthang des Berges „D. Comănești“ (550 *m*) gesammelt.

Die Terrassen weisen als Hangendes der obigen Pliocänbildungen eine Decke von diluvialem Flussschotter und Berglehm auf, welche eine Mächtigkeit von mehreren Metern erlangt.

Conglomeratische Strandbildungen sind innerbalb der besagten Pliocänbucht von mir nicht beobachtet worden.

Fig. 30.



Ansicht des Osoiuberges von Süden, von Lunca aus.

1. Diluvialsand mit Rollstücken von Tisești-Sandstein.
2. Tisești-Sandstein.
3. Hieroglyphenschichten.

Ѧ = Oelbohrungen.

Die sich kreuzenden Hämmer markiren die Oelbrunnen.

Der unmittelbare Anschluss der höheren Terrasse des Pliocän an das Grundgebirge des Flysches ist ringsherum in der Pliocänbucht an das Niveau von etwa 620 *m* absoluter Höhe gebunden, indessen fast nirgends in ausreichenden natürlichen Aufschlüssen blossgelegt.

Auch wurde annähernd in einer Höhe von 620 *m* am Westhang des Osoiuberges (663 *m*) bei Moinești eine eigenthümliche Trümmerbildung von Tisești-Sandstein beobachtet, welche, sei es mit Pliocän, sei es aber mit dem Terrassendiluvium der Pliocänbucht in Verbindung gebracht werden muss.

Der Osoiuberg erhebt sich nämlich direct an der äusseren Nordostgrenze des Pliocänbeckens, so dass die letztere auf den West- und Südwesthang des Berges entfällt. Doch ist das Pliocän an diesem Berghang ganz denudirt und sind es lediglich die den Berg aufbauenden Flyschgesteine, welche am genannten Berghang und in dem an seinem Fusse gelegenen Bacheinriss anstehen.

Zwar besteht der Osoiuberg, wie bereits in meinem Reiseberichte näher ausgeführt, aus einer inselartig auf die Bergspitze gebundenen, als synklinal vorauszusetzenden Tisești-Sandsteinscholle und einer nach Osten überkippten Antiklinale von ölführenden Hieroglyphenschichten, sammt dem dieselben begleitenden dickbänkigen Moinești'er Sandstein. (Petroleumfeld von Moinești; vergl. hiezu das vorstehende Profil Fig. 30.)

Nun wurden am Westhang des Berges, oberhalb der Oelgruben, und zwar am Rande des nach Lucăcesti sich erstreckenden Waldes, reine, weisse Quarzsande mächtig aufgeschlossen vorgefunden, wie solche als eluviales Verwitterungsproduct den Tisești-Sandstein zu begleiten pflegen. Ganz ausnahmsweise sind aber diesem Sande am Osoiuberg zahlreiche, 0·5—1·5 *dm* grosse Rollstücke und grössere Trümmer von Tisești-Sandstein eingebettet, was, an und für sich, nicht befremdlich wäre. Doch befindet sich dieses Vorkommniss auf der Höhe des Berges und ist von benachbarten Thalfurchen weit entlegen. Demzufolge ist dasselbe blos durch den Umstand erklärlich, dass seine geographische und hypsometrische Lage mit der Verbreitungsgrenze des Pliocän in der westlichen Umgebung von Moinești thatsächlich genau in Einklang zu bringen ist.

Noch in Entfernung von 1·5 *km* im Süden des Osoiuberges, bei Lunca Moineștului, befindet sich das Grundgebirge des Flysches in relativ so geringer Tiefe unter der Oberfläche, dass es stellenweise unmittelbar unter den Thalfurchen der Pliocändecke hervorkommt.

Bei einigen Oelversuchsschächten, welche in Lunca Moineștului, neben dem Bache, und zwar am Ostfusse der aus Pliocän aufgebauten Anhöhe Dealu Mare, gelegen sind, wurde der Moinesti'er Sandstein sammt seinen Begleitgesteinen aus geringen Teufen zu Tage gefördert.

Die Centralgegend des Pliocänbeckens und seine westliche Randzone.

Die Flyschinsel von Comănești am Trotușflusse.

Bei Comănești streicht über den Trotușfluss eine 1·5 *km* breite und doppelt so lange Scholle von dickbänkigem, wohlgeschichteten, grobkörnigen, grau-grünlichen Sandstein. Der letztere mag zum Theil ebenso gut als Moinesti'er, als auch als Uzusandstein bezeichnet werden, und ist zwischen beiderlei Flyschstufen auch hier keine irgendwie haltbare stratigraphische Grenze zu ermitteln. Ringsherum ist die besagte Flyschsandsteinscholle vom Pliocän umgeben, wobei dieselbe 4—5 *km* von der benachbarten West-, Nord- und Ostgrenze des Pliocänbeckens entfernt ist.

Es fällt in den Bereich dieser Flyschinsel der bewaldete Gonțaberg (560 *m*), welcher im Norden vom Trotușfluss, hingegen im Westen von dem zu demselben mündenden Șupanubach umspült wird. Im Westen des Gonța greifen die geographischen Grenzen unserer Flyschinsel weit über die Umrisse dieses Berges hinaus, zumal einige Ausbisse des Uzusandsteines noch im Westen des Șupanuthales, auf den Anhöhen 576 *m* und 606 *m*, welche dem als Costa Luminei bezeichneten Abschnitte der Hochterrasse angehören, existiren.

Das Supanuthal selbst ist in seinem Unterlauf, bis auf eine Distanz von 1·5 *km* von seiner Mündung hinauf, im Uzusandstein eingeschnitten. Auch kommt Uzusandstein gegenüber dem Gonţaberg, auf der Nordseite des Trotuşflusses, zum Vorschein und gehört demselben die Osthälfte des Dorfes Comaneşti sammt dem zwischen den Isohypsen von 400 *m* bis 450 *m* sich erhebenden Flusssteilrand, welcher in diesem Orte den Süd- und Südostfuss des Berges D. Comăneşti (550 *m*) umsäumt.

Das Pliocän stösst ringsherum längs der Ränder unserer Flyschinsel an steil geneigten Bänken des Uzusandsteines mit sanftem Schichtengefälle discordant ab. Doch heben sich die Ränder dieser Flyschinsel orographisch nur undeutlich ab, und zwar an gewissen Stellen, wie z. B. am Osthang des Gonţaberges. Sonst sind ihre Böschungen unter der Pliocändecke begraben, so dass aus der letzteren lediglich ihre höchsten Erhebungen hervortauchen.

Die Vertiefungen der Oberfläche der Flyschinsel scheinen den heutigen Thälern zu entsprechen und sind ihrerseits mit übergreifendem Pliocän grösstentheils ausgefüllt. Als Typus dieser Verhältnisse bietet sich das im Gebiete unserer Flyschinsel gelegene Şupanuthal dar.

Der Westhang des Supanuthales ist in zwei verschiedene Terrassen abgetheilt, wovon die obere durch die vorerwähnte Anhöhe Costa Luminei (576—606 *m*) gegeben ist und dem auf der Ostseite des Thales ebenfalls terrassenartig aufragenden Gonţaberg (560 *m*) hypsometrisch entspricht. Hingegen ist die untere Terrasse in einer Höhe von etwa 450 *m* gelegen, in welchem Niveau des westlichen Thalabhanges sich dieselbe über die sogenannte Poiana Pĕrului (Karte 1:20.000) erstreckt, sowie dortselbst durch eine mehrere Meter mächtige Flussschotterbildung gekennzeichnet ist. Hypsometrisch sind diese beiden Terrassen mit den zwei Hochterrassen des Pliocänbeckens von Lapoş überhaupt identisch.

Was die Hochterrasse von Costa Luminei anbelangt, wurde dieselbe von mir vom Trotuşthal aus besucht. Am Wege, welcher vom Supanudorf über den südlichen Steilrand des Trotuşflusses zu der auf der besagten Anhöhe gelegenen Wiese („Poiana Luminei“) hinaufführt, ist zunächst nur Berglehm zu beobachten. Derselbe ist bis zur halben Höhe des Steilrandes mächtig entwickelt. Erst ganz oben auf der Höhe des Steilrandes ist hie und da in seichten Wassereinrissen pliocäner Sand entblösst, welchem dortselbst eckige Trümmer von Uzusandstein eingebettet sind. Auch ist in dem Pliocänsand an einer Stelle eine 1 *m* dicke Schicht von mürbem Sandstein eingeschaltet welche eine Unzahl von Unionen, Neritinen und Congerien führt, und zum Theil als Muschelbreccie sich darstellt. Es ist dies der wichtigste der eingangs erwähnten Fossilienfundorte. Dicht daneben, in einem noch etwas höher gelegenen Wegeinschnitte, befindet sich, beim Triangulationspunkt (576 *m*), der bereits oben erwähnte Uzusandsteinausbiss. Dabei dacht die letztere Felsart unter 50—60° nach E 30° N (4^h), oder aber nach N 10° W (24^h 10°) ab, während der obige Pliocänsand ein so sanftes Schichtengefälle verräth, dass

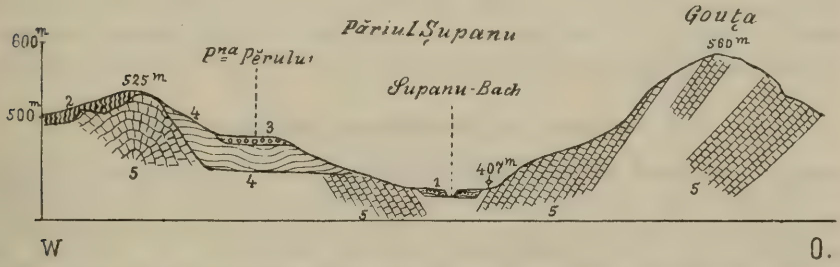
dieses im Bereiche seiner wenig ausgedehnten Aufschlüsse nicht messbar erscheint.

Die Uzusandsteinaufschlüsse auf den Höhen von Costa Luminei hängen nicht direct mit jenen vom Gonţaberg zusammen, zumal dazwischen das Pliocän herrscht (vergl. Fig. 31).

Am Unterlaufe des Supanubaches ist zwar die dem Gonţaberg angehörende östliche Thalböschung, je nach ihrer Gesammthöhe (407—560 *m*), aus steil (60°) abdachenden Bänken von Uzusandstein aufgebaut. Allein an der merklich sanfteren Westböschung des Thales sind die steilen Uzusandsteinbänke bereits in einer Höhe von etwa 20 Metern über dem Şupanubache von Pliocänschichten discordant überlagert. Die letzteren sind unter 15° geneigt, bald nach Westen, bald aber nach Osten (E 10° N = 5^h 5°).

Noch etwas über 20 *m* höher erscheint am Westhang des Supanuthales die oben erwähnte, mehrere Meter mächtige Lage von diluvialem

Fig. 31.



Schematisches Querprofil über den Unterlauf des Şupanuthales bei Comăneşti.

1. Alluvium.
2. Berglehm.
3. Flussschotter und Berglehm auf der unteren „Diluvial"-Terrasse.
4. Pliocän.
5. Uzusandstein.

Flussschotter, welcher seinerseits eine Berglehmdecke trägt. Es ist dies die untere von den beiden Terrassen des westlichen Abhanges des Supanuthales.

Nebstbei ist zu betonen, dass das vorbesprochene geologische Querprofil des Supanuthales nur für seinen Unterlauf, nächst dem gleichnamigen Dorf, Geltung hat und sich in verschiedenen Details beträchtlich ändert, wenn man längs des Baches thalaufwärts sich begibt.

An der Stelle zum Beispiel, wo ins Supanuthal das Seitenthälchen Galeonu von Süden her einmündet, reicht das Pliocän bereits bis zum Thalboden des ersteren hinab. Einerseits gehört dabei die Westböschung des Supanuthales ausschliesslich den pliocänen Schichten an, andererseits aber werden die beiden Abhänge der Seitenschlucht Galeonu von Uzusandstein beherrscht[1]).

[1]) Als Val. Galeonu wurde mir an Ort und Stelle jenes Seitenthälchen bezeichnet, über welches, vom Supanuthal aus, der Weg nach den Petroleumgruben

Das Pliocän der westlichen Thalböschung besteht aus alternirendem Sand, Thon und Sandstein. In Thonlagen waren drei übereinander eingeschaltete, je 2—5 *dm* dicke Lagen von gemeiner Braunkohle zu beobachten. Seinerseits führt der Sandstein dünne, kalkige Platten mit zahlreichen Dreissensiden (? *Congeria*).

Oberhalb der Mündung der Seitenschlucht Galeonu taucht im Supanuthal von Neuem Uzusandstein in ansehnlicher Mächtigkeit auf, und zwar sichtlich bis zu bedeutender Höhe über dem Thalgrunde.

Obzwar es erst durch weitere Localuntersuchungen zu entscheiden wäre, ob der Verlauf des heutigen Supanuthales genau oder aber nur stellenweise mit einer entsprechenden Thalfurche der Flyschoberfläche übereinstimmt, ist es Thatsache, dass dieses Thal nicht nur in seinem Unterlaufe, sondern auch in seinem Oberlaufe („P$^{na.}$ Luminei“) von mantelförmig transgredirendem Pliocän beherrscht wird. Ausser mangelhaften Pliocänausbissen ist für den Thalboden der oberen Supanuschlucht (= „P. Costi Luminei“) eine schwach salzige Quelle bezeichnend. Durch die letztere ist die Nachbarschaft der Uzu- oder der Târgu-Ocna’er Schichten sichergestellt, zumal im Gegensatz zu denselben die Sedimente unseres Pliocänbeckens nirgends Salzspuren oder -Ausblühungen zur Schau tragen.

Die Tektonik der Flyschinsel von Comănești.

a) Die Südhälfte der Flyschinsel.

Längs des Nordfusses des Gonţaberges fallen die stets mit Thonschmitzen ausgestatteten Uzusandsteinschichten regelrecht nach W 10° S (18^h 10°) unter 45° ein.

Nahe dem Trotușfluss zeigt der am Westhang des Supanuthales entblösste Uzusandstein 60°-Neigung nach W 10° S (18^h 10°). Etwa 200 *m* weiter im Süden taucht aber dieser Sandstein am Osthang des Supanuthales von Neuem auf, doch mit constant entgegengesetztem Schichtengefälle, zwar nach Ost-Ostnorden (E 30° N = 4^h) unter 60° (vergl. Fig. 31).

Es gehören die beiden zuletzt genannten Aufschlüsse den Seitenflügeln einer Synklinale an, deren Axe nordsüdlich zwischen denselben hindurchstreicht. Der östlich benachbarte Gonţaberg repräsentirt den zugehörigen Sattel. Dass in der Querrichtung des letzteren der Fallwinkel sich in der obigen Art und Weise nach Osten hin verkleinert, entspricht dem geringeren Neigungsgrade des Liegendschenkels der als überkippt anzunehmenden Antiklinale.

b) Die Nordhälfte der Flyschinsel.

Auf der Nordseite des Trotușflusses repräsentirt die mit 550 *m* bezeichnete Anhöhe des D. Comănești die höhere von den beiden

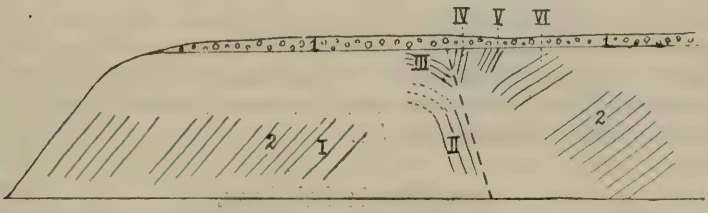
bei Fundu Tisei („Baia Tisa“) hinaufführt. Dieses Seitenthälchen grenzt von Süden her unmittelbar an den Gonţaberg an, während das „Val. Galeonu“ der Generalstabskarte sich etwa 500 *m* weiter im Süden befindet und dem ersteren parallel läuft. Die Flyschsandsteine des mir bekannten Val. Galeonu weisen das Gepräge des Sandsteines von Moinești auf. Zum Theil sind es mürbe, an Glimmer sehr reiche Sande mit concretionärem Kugelsandstein.

verschiedenalterigen Terrassen, welche den Trotuşfluss begleiten. Hingegen gehört der Steilrand am Süd- und Südostfusse des D. Comănesti der tieferen Terrasse an.

Die am Steilrande, im Bereiche des Dorfes Comănesti, ausstreichenden Uzusandsteinbänke sind im Allgemeinen nach Westen steil geneigt. An einer Stelle, welche oberhalb des Hauses des Grundeigenthümers Veiriu gelegen ist, wurde östliche Fallrichtung beobachtet (Fig. 32).

Dicht im Osten von dem durch östliche Fallrichtung gekennzeichneten Mediantheil eines Sattelbogens setzt eine Bruchlinie hindurch, welche am Steilrande steil hinabläuft, so dass die anscheinend streichende Bruchfläche nichtsdestoweniger ostwärts geneigt ist.

Fig. 32.



Ansicht des nördlichen Steilrandes des Trotusflusses im Bereiche des Dorfes Comănesti.

1. Diluvialschotter und Berglehm.
2. Uzusandstein.

I. Fallen 45° nach W 10° S.
II. Fallen 50° nach E 10° N.
III. Fallen 10° nach Nordosten.
IV. Fallen 90°, Streichen NS.
V. Fallen 70° nach W 10° S.
VI. Fallen 45° nach SW 10° S.

Ausserhalb des Dorfes Comănesti ist am besagten Flusssteilrand („Costa Lungi"), in westlicher Richtung, fortwährend nur die Schichtenreihe des Uzusandsteines zu verfolgen. Dabei alterniren die Uzusandsteinbänke mit grünlichen und röthlichen Schieferthonen und sind bald nach W 10° S (17^h 5^0) unter 30—40°, bald aber nach Osten (6^h) unter 50—60° geneigt. Es scheinen zahlreiche Secundärsättel zu sein, deren Ostschenkel steiler sind als die Westschenkel.

Das Diluvium am nördlichen Flusssteilrand bei Comănesti.

Sowohl in Comănesti selbst, als auch westlich von diesem Dorf ist an diesem Flusssteilrand blos eine Diluvialdecke als Hangendes der Uzusandsteine zu beobachten.

Etwa 0·5 *km* westlich von Comănesti ist die am Steilrand („Costa Lungi") horizontal hinübergreifende diluviale Decke relativ sehr

mächtig entwickelt. Dieselbe besteht aus folgenden Schichtengliedern (von unten nach oben):

1. Eine Conglomeratbank, 2—3 *m* mächtig, unter 5—8° nach Osten bis Nordosten geneigt. Dieselbe zeigt das Gepräge von fluviatilem Schotter und ist discordant dem steil westwärts einschiessenden Uzusandstein aufgelagert.
2. Sandiger Flussschotter, etwa 15 *m* horizontal gelagert.
3. Dunkelbrauner Berglehm, 2 *m*.
4. Derselbe Lehm, gelblich gefärbt.

Da die obigen Schotterbildungen bald über das Eocän, wie im Allgemeinen bei Comănești, bald aber über das Pliocän transgrediren (Lunca-Aseu) und stets von hangendem Berglehm begleitet sind, ist an ihrem quaternären Alter nicht zu zweifeln. Statt dessen mag die vorgenannte Conglomeratbank entweder dem Diluvium angehören oder aber einen Denudationsüberrest des Pliocän darstellen. Die petrographische Gleichwerthigkeit des Conglomerates mit dem Diluvialschotter ist wenig verlässlich. Ausserdem fällt es aber auf, dass das Pliocän der unteren Terrasse des Trotușflusses („Costa Lungi"), thatsächlich überallhin, im Westen von Comănești, durch ganz sanfte Schichtenneigung charakterisirt ist.

Das Pliocän bei Aseu.

Westwärts, längs des Flusssteilrandes („Costa Lungi") weiter fortschreitend, kann man Folgendes beobachten. Noch bevor das Dorf Lunca - Aseu erreicht wird, verschwindet am Steilrand das Eocän plötzlich, worauf derselbe nach seiner ganzen Höhe aus Pliocän und darübergelagertem Diluvium aufgebaut erscheint.

An dem in den Steilrand im Osten des D. Ghertașói (577 *m*) einschneidenden Bache, welcher zum Aseufluss und mit dem letzteren in den Trotuș sich ergiesst, tritt in Lunca-Aseu das Pliocän in einer Mächtigkeit von mehreren Metern zu Tage.

Es ist dies eine alternirende Schichtenreihe von grünlichem sandigen Thon, von ebensolchem feinkörnigen, thonigen Sand mit spärlicher, äusserst zarter Glimmerführung, ferner von braunem, grobkörnigen, thonigen Sand ohne Glimmer und ebensolchem weissen Sand. Eingeschaltet sind diesen ganz sanft südwestlich geneigten Schichten auch noch Platten von mürbem, mergeligen Sandstein mit der obigen Glimmerführung.

Zu oberst folgt auf diese Schichtenreihe eine 3 *m* dicke Lage von grobem, weissen Sand, welcher unmittelbar von Flussschotter (10 *m*) aus nuss- bis kopfgrossen Geschieben und sodann von Berglehm (5—10 *m*) überlagert wird.

Das petrographische Gepräge der den Schotter unterteufenden Schichtenreihe lässt es als ganz unstrittig erscheinen, dass dieselbe pliocän sei. Doch ist es kaum nachweisbar, ob der obere grobe Sand seinerseits noch pliocän ist.

Die aus Pliocän aufgebauten Terrassen sind längs des Trotușflusses in der westlichen Umgebung von Comănești zuletzt noch beim Dorf Stréja zu beobachten.

Es wiederholt sich im Pliocän von Stréja der petrographische Habitus und das ganz sanfte Schichtengefälle, welche dem Pliocän von Lunca-Aseu eigenthümlich sind.

Oberhalb dieses Dorfes erhebt sich am Stréjaberg (645 *m*), mit 45°-Westneigung, die randliche Welle jener Uzusandsteinmassen, welche die äussere Westgrenze des Pliocänbeckens von Lapoș abgeben. Das im Gebiete des Pliocän breit ausgedehnte Trotușthal wird an dieser Stelle plötzlich merklich enger, und ist von da an bis zur Staatsgrenze bei Palanca und noch jenseits derselben von glimmerreichem, dickbankigen Sandstein und seinen liegenden Flyschmassen beherrscht.

Die Ost- und Südumgebung der Flyschinsel von Comănești, Podeiu, Baia Tisa und Baia Runcu.

Die Ostgrenze der Flyschinsel von Comănești verläuft dicht neben dem Wege, welcher über den 420 *m* hohen Südsteilrand des Trotușflusses nach dem Dorf Podeiu und sodann nach der Thaleinsenkung Fundu Tisei führt. Längs diesem Wege haben wir rechts einen in den Steilrand einschneidenden, schmalen und tiefen Bacheinriss, hingegen links vom Wege zieht sich eine Reihe von 5—8 geradlinig in nord-nordöstlicher Richtung angeordneten, verlassenen Oelbrunnen und -Versuchsschächten hin.

Im Bacheinriss stehen dickschichtige, zum Theil thonige Sande mit Zwischenbänken von mürbem Sandstein an. Beide weisen äusserst zarte Glimmerführung auf und sind unter 10° nach Nordosten geneigt (Pliocän). Dem gegenüber sind auf den Halden der obigen, kaum 20—30 *m* vom Bacheinriss entfernten Oelbrunnen harte, grau-grünliche, bituminöse, zum Theil thonig-kieselige, zum Theil aber mergelige Sandsteine zu sammeln.

Sowohl diese Sandsteine, als auch ihre begleitenden Sande sind durch reiche, grossblättrige Glimmerführung als Bestandtheile der Flyschinsel von Comănești gekennzeichnet.

Nun befinden sich ausserdem in südlicher Fortsetzung dieser Vorkommnisse auf der Hochterrasse zwischen Podeiu und Lapoș sehr zahlreiche seichte Oelbrunnen. Dieselben sind zu zwei verschiedenen Grubenfeldern (Baia Tisa und Baia Runcu) gruppirt, wovon das erstere bei „Fundu Tisei“ auf der Nordseite der Runcu-Anhöhe (563 *m*), das zweite aber auf der südlich von dieser Anhöhe gelegenen „Poiana la Gropile Boerești“ sich befindet.

Die im Bereiche dieser Oelterrains existirenden Aufschlüsse sind ausnahmslos ganz seicht und gehören dem Pliocän an. Dabei ergab es sich aus dem Studium der Halden und der in Anlage begriffen gewesenen neuen Brunnen, dass das Pliocän in dieser Gegend nur geringere Mächtigkeit (etwa 20 *m*) aufweist und von Flyschbildungen unterlagert wird, welche vom benachbarten Gonțaberg und vom Galeonuthale hieher fortstreichen. Bei einem von den Schächten wurde in seiner Tiefe von 8 *m* auf pliocäne Braunkohle gestossen, welche aber hier gering mächtig war.

Es ist kaum zu bezweifeln, dass das Oel dieser Gegend nicht an das Pliocän, wie zumeist in der Walachei, sondern an den Flysch gebunden ist, nach Analogie der Bacau'er Karpathen überhaupt.

Bituminöse Sandsteinstücke, welche auf Halden zu sammeln sind, gehören niemals dem Pliocän, sondern stets dem Flysch an [1]).

Die Production ist bei den besagten, der Hauptsache nach vernachlässigten Oelgruben eine sehr geringe, doch gehören 120 *m* tiefe Oelschächte zu Ausnahmen.

Da die beiden Oelgruben zusammen mit den vorerwähnten isolirten Schächten, welche am Steilrand des Trotuş, bei Podeiu, gelegen sind, längs einer geraden Linie angeordnet sind, welche nach N 10° E (24h 10°), d. h. übereinstimmend mit dem Streichen des umgebenden Flysches orientirt ist, ist die auch sonst nahe liegende Annahme berechtigt, dass wir es in allen den drei Fällen mit einer und derselben Oelzone zu thun haben.

Nebenbei mag vermerkt werden, dass das Petroleumfeld von Moineşti eine Meile in nord- (25°) östlicher Richtung von Podeiu entfernt ist. Auf der als gerade zu denkenden Linie, welche Moineşti mit Podeiu sowie mit Baia Tisa und Baia Runcu verbindet, sind ausserdem die den Moinesti'er Oelgruben benachbarten Versuchsschächte von Lunca Moinestului gelegen (vergl. oben, pag. 713).

Der Vermuthung, dass die Oelzone von Baia Tisa und Runcu bis nach Moineşti sich fortsetze, muss entgegengehalten werden, dass auf der ganzen Strecke zwischen Comăneşti und Moineşti das Flyschgebirge beständig durch Pliocän maskirt ist. Folglich wäre diese Frage blos durch den negativen Beweis endgiltig zu lösen, dass nämlich die ölführenden Schichten von Moineşti nicht in südlicher Richtung, im Gebiete der Berzunţukette, ihre Fortsetzung finden.

Es bleibt die Lösung dieser Frage der geologischen Aufnahme des Nordtheiles der Berzunţukette zwischen Văsieşti, Plopu, Poduri und Moineşti vorbehalten.

Die Gegend von Lapoş.

In westlicher Umgebung des Dorfes Lapoş sind im Gebiete der beiden aus Pliocän aufgebauten Hochterrassen des Trotuşflusses seit längerer Zeit Ausbisse von fester, nicht abfärbender muschelig brechender, glänzender Pechkohle bekannt. Begleitet und vertreten wird dieselbe vielfach von Lignit und von gemeiner schieferiger Kohle, welche mitunter Conchylienspuren zeigt (Păriul Piticilor).

Zahlreiche Kohlenausbisse befinden sich im Păriul Piticilor am Abhang des P. Hijmelor, im Păriul Ferestreu, in der Umgebung von Pna. lui Manole, im Păriul Ilinţe, bei Arşiţa lui Florian und ausserdem in Val. Malulului.

---

[1]) Selbstverständlich kamen dabei blos feste Gesteinstücke der Halden in Betracht, welche beim Zerschlagen sich als bituminös erwiesen. Ausserdem ist zu betonen, dass dem anstehenden Pliocän nirgends in dieser Gegend bituminöse Schichten eingeschaltet sind.

Die Vorkommnisse der vier zuerst genannten Thäler sind dicht an der Grenze des Pliocänbeckens gegen die hohen Berge seiner westlichen Flyschumrahmung hin gelegen, und zwar steil aufgerichteten Schichten eingebettet, welche in den sehr mangelhaften natürlichen Aufschlüssen nicht näher zu untersuchen sind (I. Fallen unter 40° nach E 30° N im Păriul Piticilor; II. 45° nach Osten bei Arşiţa lui Florian; III. 70° nach Osten am Abhang des Piscu Hijmelor; IV. 80° nach Westen dortselbst, etwas weiter nördlich; V. 60° nach Südwesten im Păriul Piticilor, westlich von P$^{na.}$ lui Manole). Die Mächtigkeit der Kohlenausbisse schwankt in diesen Fällen zwischen einigen Centimetern bis über 1·5 *m*.

Bemerkenswerth ist es, dass die westlich von P$^{na.}$ lui Manole im Păriul Ferestreu gelegenen Ausbisse sich nahe dem Triangulationspunkt 734 *m* der Generalstabskarte befinden. In analoger Weise sind alle Kohlenausbisse im Westen von Monastirea (608 *m*) durch eine relativ sehr hohe. hypsometrische Lage charakterisirt. Demzufolge ist aber der nachstehende Umstand zu betonen.

Während auf der östlichen Thalseite des Trotuş Braunkohlenschmitze inmitten von eocänem Flysch bei Păgubeni beobachtet wurden (vergl. oben, pag. 709), stützt sich der Nachweis betreffend das pliocäne Alter der Kohlenvorkommnisse bei Lapoş insoferne auf directe Beobachtung, als es auf die dortigen Bohrungen, sowie auf die Ausbisse in Val. Malulului und in dem bereits oben beschriebenen Păriul Supanu ankommt.

Was zunächst Val. Malulului anbelangt, wurden am Oberlauf dieses Thales, im Süd-Südwesten der Anhöhe Runcu (563 *m*), drei verschiedene Lagen von gemeiner Braunkohle beobachtet, und zwar inmitten typischer pliocäner Schieferthone, welche mit mürbem Sandstein von einer ausgezeichnet zartblätterigen Glimmerführung alterniren. Diese Flötze sind kaum 1—3 *dm* mächtig. Dabei dachen am Oberlauf von Val. Malulului die Pliocänschichten unter 45—50—70° nach Osten (6^h) ab.

Wenn man längs dieses Thales westwärts vorschreitet, nimmt die Grösse des Fallwinkels rasch ab, offenbar mit zunehmender Entfernung von der Westgrenze des Pliocän gegen den Flysch. An der Mündung von Val. Malulului in das Trotuşthal treten Pliocänschichten von obigem Typus mit kaum 5° Ostgefälle auf.

Darüber folgt nach oben Flussschotter (15 *m*) und Berglehm (8 *m*) als Terrassendecke.

Die Bohrungen von Lapoş, im Jahre 1896 vier an der Zahl gewesen, waren in Abständen von 2 *km*, resp. 4 *km*, längs einer nordöstlich-südwestlich orientirten Linie in folgender Reihenfolge angebracht (von Nordosten nach Südwesten):

I. Bohrung Nr. 2, gelegen an der Côte von 540 *m* am Plaiul Lapoşu, gleich im Osten des Triangulationspunktes von 535 *m*, mitten in der Poiana Munteanului.

II. Bohrung Nr. 4, gelegen am westlichen Waldrand von Plaiul Lapoşu, nahe in Nordosten von Monastirea (608 *m*), an der Côte von 580 *m*.

III. Bohrung Nr. 1, gelegen nahe im Südwesten von Monastirea (608 *m*), am Waldrand, an der Côte von 580 *m*.

IV. Bohrung Nr. 3, gelegen im Thale „Cracu Piticilor“, mitten in den grossen Wäldern, welche im Westen von Monastirea meilenweit sich ausdehnen, an der Côte von 680 *m*.

Von diesen vier, damals gleichmässig bis 120 *m* vertieft gewesen Bohrlöchern ist Nr. 3 kaum 1—1·5 *km* von westwärts benachbartem Flyschrande entfernt.

Dass durch die Bohrung Nr. 3 nur Sande und Sandsteine durchteuft wurden, wäre auf die mit zunehmender Nähe des Flyschrandes beim Pliocän zur Geltung gelangenden Anklänge an jene Strandfacies zurückzuführen, welche wir in typischer Entwicklung zwischen Bogata und Dofteana, sowie von Cucueți bis Păgubeni am Trotușflusse kennen lernten.

Die übrigen drei Bohrlöcher stiessen auf eine etwas abweichende Pliocänfacies, welche durch relativ mächtige Entwicklung von grauen Thonen und Mergeln charakterisirt ist, sowie aus untergeordneten Sand und Sandsteinlagen zusammengesetzt ist. Die Bohrschmandproben entstammen entschieden dem Pliocän. Beim Bohrloch Nr. 2 und 3 fanden sich mehrere Kohlenhorizonte vor, in Teufen von 20 bis 90 *m*, sowie von einer wechselnden Mächtigkeit von 15 bis 50 *cm*.

Im Gegensatz zu den fraglichen Bohrergebnissen sind die in geringer Tiefe unter der Oberfläche erscheinenden und partiell zu Tage tretenden, mächtigeren Flötze von ausgezeichneter Qualität näher dem Flyschrande, im Westen von Monastirea, auf ein Areal von circa 10 □ *km* concentrirt.

Im Ganzen ist dieses Ergebniss insoferne als lückenhaft zu bezeichnen, als, soweit mir bekannt, bei keinem der bisherigen Bohrlöcher die untere Grenze des Pliocän gegen die liegenden Flyschbildungen erreicht wurde.

Bezeichnend ist für unsere Gegend überhaupt das Vorherrschen von Pechkohle. Gagat wurde von mir nicht beobachtet (vergl. Coquand, l. c. pag. 521).

„Die Kohle von Lapoș ergab bei der chemischen Untersuchung nachstehende Resultate:

	Procent
Kohlenstoff	60·77
Wasserstoff	4·53
Sauerstoff + Stickstoff	21·94
Schwefel, verbrennlich	1·26
Wasser	9·90
Asche	1·60
Summe . . .	100·00

Die aus dieser Analyse berechneten Calorien betragen 5339.

Die Asche der Kohle enthält 0·27 Procent Schwefel, somit enthält die Kohle 1·53 Procent Gesammtschwefel.

Die Kohle gleicht ihrem Aussehen nach unseren sogenannten „Alpenkohlen" und hat in Bezug auf die Zusammensetzung viel Aehnlichkeit mit der Fohnsdorfer Kohle [1])."

Angesichts des Umstandes, dass der Flyschuntergrund hügelig ist, fällt es auf, dass durch die obige Reihe von Bohrlöchern jene Gegend verquert erscheint, welcher die südliche Fortsetzung der Flyschinsel von Comănești angehören müsste, falls sich die letztere nach dieser Richtung hin verlängern würde. Das durch ausgiebige Kohlenvorkommnisse charakterisirte Areal dürfte durch relativ sehr tiefe hypsometrische Lage des Flyschuntergrundes sich auszeichnen.

Von den vier obigen Bohrpunkten entfallen speciell Nr. 2 und vielleicht auch Nr. 4 auf die anzunehmende südliche Fortsetzung der Oelzone von Baia Tisa und Baia Runcu bei Comănești. Bei angemessener Vertiefung dieser Bohrlöcher hätten dieselben über das Bestehen der fortlaufenden Oelzone auszusagen. Allerdings wäre zum Zwecke einer solchen das Areal des seichten Flyschuntergrundes, welchem das Pliocän aufruht, vorzuziehen.

Das Pliocän am Uzuthale bei Dărmănesti.

Das Dorf Dărmănești liegt beinahe in der Mitte des Pliocänbeckens von Lapoș. Bei Dărmănești, bei Boiștea, bei Dărmăneasca, sowie innerhalb der analogen Terrassenlandschaft, welche zwischen Dărmănești und Dofteana sich erstreckt, zeigt das Pliocän constant den obigen Habitus von sandigen Mergeln und Thonen mit zarter Glimmerführung und mit eingeschalteten Bänken von mürbem thonigen, feinkörnigen Sandstein, welcher ausser der besagten Glimmerführung zahlreiche schwarze Punkte von makroskopisch nicht näher bestimmbaren Mineralien zeigt, die dem Gestein den Habitus eines Tuffsandsteins verleihen.

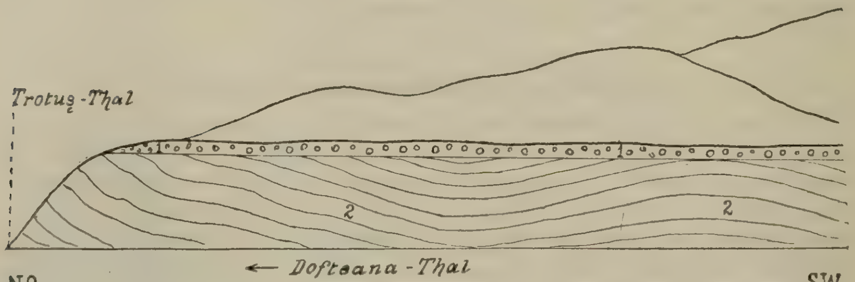
Die mikroskopische Untersuchung dieses Gesteins wurde von dem Vorstande des chemischen Laboratoriums der k. k. geologischen Reichsanstalt, Herrn C. v. John durchgeführt, und mag über das einschlägige Ergebniss, für dessen gefällige Mittheilung ich bestens danke, Folgendes verzeichnet werden. Das Gestein ist ein Tuffsandstein, bestehend aus zahlreichen, theilweise noch in vollkommenen Krystallen ausgebildeten Plagioklasleisten, ferner aus vielen Quarzkörnern, sowie einzelnen Augit- und Hornblendekörnern, Diese einzelnen Körner, zu welchen sich noch zahlreiche Biotit- und Muscovitschüppchen gesellen, sind durch eine eisenschüssige, dunkle Bindemasse mit einander verkittet. Es enthält also der fragliche Sandstein sichere Bestandtheile von Eruptivgesteinen, und zwar solche, die auf Andesit hinweisen. Ein Vorkommen dieses Eruptivgesteines selbst konnte jedoch in nächster Nähe bisher nicht nachgewiesen werden (vergl. pag. 732).

[1]) Für die gefällige Mittheilung dieser seiner Untersuchungsergebnisse bin ich Herrn C. F. Eichleiter, Assistenten im chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, zu bestem Danke verpflichtet. Vergl.: Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium d. k. k. geol. R.-A., ausgeführt in den Jahren 1892—1894 von C. John und Eichleiter, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 3.

Die mit Tuffsandstein alternirenden Mergel und Thone sind für die Gegend von Lapoş überhaupt bezeichnend.

Bei Dărmăneasca einerseits und auf dem südlichen Flusssteilrand des Uzuflusses bei Dărmăneşti andererseits wurden in diesen Schichten Steinkerne von Helix ziemlich oft gesammelt. Aufgebaut sind aus diesen Schichten nicht nur die bis zu den Isohypsen von 410—450 *m* aufragenden Flusssteilränder, sondern auch die Hügel der höheren Terrasse (Maguricea 525 *m*, D. Delucenu 525 *m* etc.). Die darüber lastende Flussschotterdecke, welche ihrerseits von Berglehm überlagert wird, pflegt bei der unteren Terrasse 10—20 *m* mächtig zu sein. Doch scheint Flussschotter blos nahe den Terrassenrändern vorzuwiegen, um nach entgegengesetzter Richtung hin vom Berglehm verdrängt zu werden.

Fig. 33.



Faltungen des pliocänen Conglomerates am südlichen Steilrand des Dofteanabaches, im Bereiche des gleichnamigen Dorfes.

1. Diluvialer Flussschotter.
2. Pliocänes Conglomerat.

Höhe des Steilrandes 80 *m*.

Länge des Profiles etwa 1 *km*.

An verschiedenen Stellen der Flusssteilränder zeigen die besagten Pliocänbildungen eine fast horizontale Lagerung, während local, gleich daneben eine bedeutendere Schichtenneigung (z. B. 35° nach E 10° S am nördlichen Steilrand des Dărmăneascabaches) sich einstellt. Abgesehen von den localen Schwankungen des Schichtengefälles und abgesehen von der Gegend, welche dem westlichen Flyschrand unseres Pliocänbeckens zunächst benachbart ist, ergaben die Untersuchungen an den Steilrändern des Uzuflusses Folgendes.

Die Pliocänschichten in der Gegend zwischen Dărmănesti und dem westlichen Flyschrande verrathen ein immer grösseres und grösseres östliches Schichtengefälle, je mehr man dem Flyschrand sich nähert. Dabei sind die Pliocänschichten erst im Bereich von Dărmăneşti auf eine kurze Strecke hin horizontal gelagert. Nahe im Osten der betreffenden Stellen (z. B. südlicher Flusssteilrand in

Dărmănesti bei „Grópa Ciungióni") betritt man das Gebiet von sanft westlich fallenden Schichten.

Daraus erhellt, dass die Pliocänschichten eine flache Mulde darstellen, deren Breite fast eine Meile, d. h. beinahe $^3/_4$ der Gesammtbreite des Pliocänbeckens beträgt. Die steilen Neigungen sind bei beiden Seitenflügeln dieser riesigen Synklinale auf ihre Ränder beschränkt. (Larga, Cucueți einerseits, die Gegend im Westen der Monastirea bei Lapoș andererseits.)

Ausserhalb der Synklinalränder ist das Pliocän zu einigen wenigen, stark zusammengeklemmten Sätteln aufgethürmt, welchen letzteren ein ganz schmaler Saum an den Aussengrenzen des Pliocän, gegen den Flysch hin, angehört (Fig. 28).

Die Synklinalmitte des Pliocänbeckens entfällt, im Norden des quer auf das Schichtenstreichen orientirten Uzuthales, beinahe auf den Maguriceaberg (525 *m*), und ist sowohl am südlichen Steilrande des Uzuflusses, wie auch am südlichen Streilrande des Dofteana leicht erkennbar, wo aber die grosse Synklinale in einige kleinere Mulden aufzugehen scheint (siehe vorstehende Fig. 33). Minder deutlich geben sich diese Verhältnisse an den nördlichen Steilrändern des Uzu- und des Dofteanabaches kund. Bei Boiștea herrscht am Westhang des Maguriceaberges ganz sanfte Ostneigung der Schichten. Am nördlichen Flusssteilrand des Dofteanabaches ist aber gegen Trotuș zu ebenso sanfte Westneigung der Schichten zu beobachten. Es gehören diese beiden Gegenden den entgegengesetzten Schenkeln der Pliocänsynklinale an.

An der äusseren Westgrenze des Pliocänbeckens sind in den von mir besuchten, am Uzuflusse gelegenen Orten die Absätze des letzteren nirgends deutlich entblösst. Die Terrassen des Uzuflusses, welche, etwas weiter im Osten, als aus Pliocän aufgebaut sich erweisen, gelangen westwärts durch plötzliches Steileransteigen des Terrains zum Abschlusse. Diese höheren Berge, D. Mare und Obcina Salatrucu, werden von dickbankigem Uzusandstein beherrscht.

Am Südfusse des Salatrucuberges wird dieser Sandstein zu Bauzwecken gewonnen.

Merkwürdigerweise repräsentirt der Salatrucuberg eine grosse, steil westwärts überkippte Antiklinale.

An ihrem Westschenkel dachen die Schichten unter 75° nach E 10° N bis E 20° N ($5^h\ 5^0 - 5^h\ 10^0$) ab. Hingegen zeigt die Medianzone des Sattels westliche Neigung der Schichten (W 20° N = $19^h\ 5^0$) beispielsweise unter 50°.

Rückblick.

Das untersuchte Gebiet, welches ein Areal von etwa 1500 □ Kilometern umfasst, gehört dem Becken des Trotuşflusses an und erstreckt sich sowohl auf die neogene Hügelzone, als auch auf die palaeogene Bergzone der Karpathen im Districte Bacau. Es ist dies jene, durch ihren Salz- und Oelreichthum wie auch durch ihre Mineralquellen (Slanic) gesegnete Gegend der Moldau, in welcher die Karpathen eine beiläufig nordsüdliche Richtung annehmen, und welche in der Literatur topogeologisch theils noch gänzlich unbekannt ist, theils in ihren stratigraphischen Grundzügen von den Autoren ganz verschieden aufgefasst wird. Mitten in diesem Gebiete ist Târgu-Ocna, Stadt und Salzlagerstätte, sowie das der gleichnamigen Oelgrube seine Entwicklung verdankende Städtchen Moineşti gelegen.

Die von mir zum Zwecke einer geologischen Uebersichtsaufnahme durchgeführten Localbeobachtungen sind zum grössten Theil in den voranstehenden Capiteln, zum Theil aber ausschliesslich in meinen früheren Reiseberichten (l. c.) beschrieben.

Die Neogenzone.

1. Die allgemeine Charakteristik der Neogenzone wurde bereits in dem einschlägigen Capitel gegeben (pag. 665). Es mag daraus an dieser Stelle hervorgehoben werden, dass die sarmatischen Schichten sich nicht auf den Aussenrand der neogenen Hügelzone beschränken, sondern vielmehr der miocänen Salzformation, und zwar noch ganz nahe gegen den Flyschrand hin, eingefaltet sind (Viişoara bei Târgu-Ocna; Oelgruben von Caşinu), ein Verhältniss, welches, soweit mir bekannt, einen wichtigen Gegensatz zu den nördlichen Karpathen bedingt.

2. Im Hangendtheil der miocänen Salzformation sind derselben hie und da, nächst dem Flyschrande, Nulliporenkalkbänke eingeschaltet, welche die Fauna der zweiten Mediterranstufe führen (Vf. Clenciului).

Aus der Zusammensetzung der Fauna der Nulliporenkalke (pag. 668), wie auch aus dem Erscheinen gewisser conglomeratischer Einschaltungen in den den Flyschrand begleitenden sarmatischen Schichten (pag. 667) ergibt sich, dass der heutige Flyschrand dem damaligen Meeresstrand entspricht. Diese Annahme stützt sich ausserdem auf die sogleich zu besprechenden local-tektonischen Ergebnisse, durch welche an analoge, über die nördlichen Karpathen namentlich von Tietze angestellte Betrachtungen angeknüpft werden mag. In etwas weiterer Entfernung vom Flyschrande (circa 6—8 *km*) wurde innerhalb der Salzformation regelrechter Globigerinenschlamm nachgewiesen (Oneşti N, pag. 673).

3. Zufolge der offenbar in ihren verschiedenen Horizonten petrographisch sich gleich bleibenden Ausbildung der miocänen Salzformation, konnte im Bereiche der besuchten Aufschlüsse der letzteren

ihre primäre Faltung nicht ganz klar überblickt werden (pag. 669 ff.). Nahe dem Flyschrand scheinen sich innerhalb der Salzformation nicht blos Ueberkippungen, sondern auch Ueberschiebungen geltend zu machen. Die secundären Sättel und Mulden der Salzformation schreiten in der Nachbarschaft des Flyschrandes mit stets sehr steilem, zumeist westlichen Schichtengefälle einher, doch macht das letztere in den höheren hypsometrischen Niveaus der nämlichen Gegend einer ganz sanften westlichen Schichtenneigung Platz.

Der tektonische Charakter des Flyschrandes.

An die randliche neogene Hügelzone der Karpathen schliesst sich in unserem Gebiete eine gleichfalls sehr breite, palaeogene Bergzone an. Die erstere ist von der letzteren sowohl orographisch als auch tektonisch scharf gesondert.

Der „orographische Flyschrand“ wird von der gewöhnlich dicht im Osten von demselben an seinem Fusse verlaufenden westlichen Verbreitungsgrenze des Miocän begleitet, an welcher die einzelnen tektonischen Wellen des Flysches, im Allgemeinen nach Massgabe der sonst aus den Karpathen bekannten Verhältnisse, reihenweise nacheinander ausstreichen.

Die randliche Flyschwelle greift in unserer Gegend stets mittelst eines streichenden Sattelbruches auf das Miocän hinüber (vergl. die Profile auf Taf. XVI und XVII, sowie die Textfiguren auf pag. 639, 643, 645, 651, 655, 657, 661 und 670).

An verschiedenen Stellen, und zwar anscheinend stets dort, wo der Flyschrand von seiner allgemeinen Verlaufsrichtung mehr oder weniger abbiegt, sind zwei oder drei randliche Antiklinalen des Flysches, nach dem Typus der Schuppenstructur, übereinander geschoben (nördliche Thalseite des Trotuş bei Târgu-Ocna, Grozesti).

Die miocäne Salzformation pflegt in dem untersuchten Gebiete, wahrscheinlich zufolge von Nachfaltung, in concordanter Schichtenstellung sich an den streichenden Sattelbruch des Flysches anzulehnen. Insoferne der gegenseitige Anschluss der beiden Formationen längs der Flyschgrenze in unseren Profilen als discordant veranschaulicht wurde, beruht diese Darstellung auf Vermuthung. Hingegen wurde der entgegengesetzte, in anderen vorerwähnten Profilen zur Anschauung gebrachte Fall direct beobachtet.

Wie den angefertigten geologischen Karten, welche später publicirt werden sollen, zu entnehmen ist, weicht der Verlauf der Flyschgrenze stets ein wenig ab von der Streichrichtung des gegebenen randlichen Flyschzuges ab, demzufolge sich dieser längs der Flyschgrenze, nach einer bestimmten Richtung hin, regelmässig verschmälern kann, bis er sich schliesslich gänzlich auskeilt. Ein auffälliges Beispiel dieser Erscheinung bietet uns der Menilitschieferzug dar, welcher längs des Flyschrandes von Târgu-Ocna nach Grozesti fortstreicht. Bei Târgu-Ocna im Trotuşbette in prachtvoller Art und Weise aufgeschlossen, zeigt dieser Menilitschieferzug dortselbst einen synklinalen Bau, wobei sich an diese grosse, einige Kilometer breite Synklinale von Târgu-Ocna ostwärts noch ein Sattel anschliesst, auf dessen Mitte

ungefähr die Grenze zwischen dem Menilitschieferzug und dem Miocän entfällt (Profil Fig. 1, Taf. XVII). In südlicher Richtung nimmt der Menilitschieferzug an Breite stufenweise ab, und zwar indem die Flyschgrenze immer näher und näher an seine Synklinalmitte herantritt. Zuletzt greift dabei die Flyschgrenze auf den Westschenkel der Synklinale hinüber, wobei unser Menilitschieferzug bis auf kaum 100 *m* sich verschmälert (Profil Fig. 17, pag. 639); hingegen ist er noch einige Kilometer weiter im Süden, bei Marginea nächst Grozesti, kaum noch 20 *m* breit und verschwindet sodann sofort gänzlich (pag. 640 bis 643). Letzteres geschieht, wie innerhalb der gegebenen Aufschlüsse deutlich zu beobachten, unter Erscheinungen von intensiver Auswalzung, welche auch sonst mit den die Flyschgrenze begleitenden, ostwärts gerichteten Ueberschiebungen des Flysches einherzuschreiten pflegt.

Indem das Palaeogen an der Flyschgrenze regelrecht mittelst eines streichenden Faltenbruches auf das Miocän hinübergreift, stösst gewöhnlich das letztere unmittelbar an Schichten an, welche als innerer Antiklinalkern zu dem aufgerissenen und überschobenen Sattel des Flyschrandes gehören, und in der Schichtenreihe des gegebenen randlichen Flyschzuges ein relativ sehr tiefes stratigraphisches Niveau einnehmen.

Bei Flyschrand-Antiklinalen, welche der Menilitschieferstufe zufallen, sind es zumeist die Schipoter Schichten und die palaeogene Salzformation, welche in dieser Weise unmittelbar an das Miocän sich anlehnen, und zwar demselben mit steiler westlicher Schichtenstellung concordant auflasten (Profile Taf. XVI; Fig. 1 auf Taf. XVII; Fig. 24, pag. 661). Es ändern sich diese Verhältnisse insoferne gleichsam auf Schritt und Tritt, als der Sattelbruch bald in geringerer, bald aber in grösserer Entfernung von der Medianzone der Antiklinale ihren Liegendschenkel abschneidet. Entfällt der Flyschrandbruch annähernd auf die Axe einer aus Menilitschiefern aufgebauten Flyschrand-Antiklinale, so kann die miocäne Salzformation sogar an die den Antiklinalkern ausmachenden Târgu-Ocna'er Schichten direct angrenzen (Fig. 21, pag. 655; Fig. 22, pag. 657). In anderen Fällen kommt es vor, dass von einer aus Menilitschiefern und Târgu-Ocna'er Schichten bestehenden Flyschrand-Antiklinale der Tisesti-Sandstein ihres Liegendschenkels, ein Gestein, welches in der Schichtenreihe der Menilitschiefer eine relativ hohe stratigraphische Position einnimmt, auf das Miocän hinübergreift (Profil Fig. 17, pag. 639).

Wenn überhaupt, so tritt es in dem untersuchten Gebiete deutlich hervor, dass durch die Art und Weise, wie die einzelnen Flyschwellen an der miocänen Grenze nacheinander ausstreichen, wie sie von derselben abgeschnitten werden und sich demzufolge gänzlich auskeilen (Profil Fig. 20, pag. 651), der auch sonst naheliegenden Annahme Raum gegeben werden dürfte, dass der ursprüngliche tektonische Charakter des Flyschrandes jener einer Dislocationsspalte war, welche aber nunmehr von nachträglichen Ueberschiebungen des Flysches maskirt ist. Durch die streichenden Faltenbrüche, welche in den bestehenden Aufschlüssen die Flyschgrenze abgeben, sonst aber je nach der Ortschaft ihren Charakter ändern, scheint in unserem Gebiete blos der Verlauf der tiefer eingreifenden F l y s c h r a n d-

spalte bezeichnet zu sein und besteht eine wichtige Eigenthümlichkeit dieses Karpathen-Antheiles in der häufigen Schuppenstructur des Flyschrandes (Profile Fig. 1, Taf. XVI; Fig. 2, Taf. XVII; Fig. 19, pag. 645; Fig. 24, pag. 661). Die analogen Erscheinungen, welche in unserer Gegend auch innerhalb des Flyschgebietes sich einstellen, z. B. die Ueberschiebungen an Sattelaufbrüchen von Uzuschichten, welche inmitten der Menilitschiefer auftauchen (Oitozthal zwischen Grozesti und Härja, Profile 13, 14, 15 auf pag. 613), liefern im Grossen und Ganzen nur ein schwaches Abbild jener relativ gewaltigen tektonischen Störungen, welche den Flyschrand charakterisiren.

Im Laufe der in Rede stehenden Untersuchungen musste der Tektonik des Flyschrandes auch darum grosse Aufmerksamkeit zugewendet werden, weil mit diesem Problem die andere, mit Bezug auf unsere Gegend von den Autoren angeregte Frage über das geologische Alter von mächtigen Salzmassen einherschreitet, welche zum nicht geringen Theil auf die Gegend des Flyschrandes sich vertheilen.

Der allgemeine Bau der Palaeogenzone.

Diese Region von bereits höheren Bergen weist eine Reihe von zumeist synklinalen Menilitschieferzügen auf, wobei die dieselben trennenden Sattelaufbrüche die Târgu-Ocna'er Gruppe und die Uzuschichten zu Tage treten lassen.

Blos dort, wo die Menilitschieferstufe in Gesteinszügen von mehreren Kilometern Breite erscheint (Badeort Slanic), blieb dieselbe gleichmässig in den Mulden, wie auch auf den Sätteln erhalten, so dass die Târgu-Ocna'er Gruppe alsdann blos hie und da, z. B. bei Slanic in einem tiefen Längsthale, welches in einen Sattelrücken einschneidet (Păriul Dobrului), zum Vorschein kommt.

Fast überall sind die Sättel ostwärts überkippt, allein die bathymetrische Stufe der Ueberkippung ist mitunter eine so seichte, dass eine und dieselbe Antiklinale in dem gegebenen Thaleinschnitt als nicht überkippt sich darstellt, während die beiderseitigen Wasserscheiden des Thales den Nachweis gestatten, dass die in dieser bedeutenderen hypsometrischen Höhe bereits überkippte Antiklinale von einer fast horizontal zungenförmig nach Osten ausgezogenen Leitlinie beherrscht wird (vergl. pag. 659—665 und pag. 694).

Die ostwärts überkippten, etwa 1 *km* breiten, synklinalen Menilitschieferzüge sind U-förmig zusammengepresst (Berg Dracóea, pag. 695). Wenn der Menilitschieferzug eine grössere Breite zeigt (4 — 6 *km*) und sein massiger Tisesti-Sandstein einige hundert Meter mächtig ist, so kann die Mulde ganz flach geformt sein, wobei sie aber an ihrem Westschenkel einen ganz plötzlichen Uebergang zu senkrechter und schliesslich zu überkippter Schichtenstellung aufweist (Maguraberg, pag. 588).

Westwärts orientirte Ueberkippungen stellen sich hie und da als eine ganz locale Ausnahme ein (Härja, pag. 597; Berg Salatrucu am Uzuflusse, pag. 725; Westschenkel der Antiklinale von Mosoare, Fig. 27 auf pag. 688 und pag. 691).

Von untergeordneten Längsbrüchen wird die Palaeogenzone in der Gegend von Härja am Oitozflusse durchsetzt (Fig. 9 auf pag. 603 und Fig. 11 auf pag. 609). Im Gegensatze zu denselben sind innerhalb dieser Bergzone locale, auf räumlich beschränkte Ueberschiebungen zurückführbare Discordanzen eine häufige Erscheinung (Păriul Ruginos bei Gura Slanic, pag. 592; südliches Trotuşufer bei der Mündung des Slanicbaches, pag. 627; Mündung des Vălcicathales, pag. 649; Südwestfuss des Munceluberges bei Mosoare, pag. 687).

Die localen, sehr oft den Schipoter Schichten eigenthümlichen Discordanzen trugen dazu bei, dass diese Schichten in unserer Gegend noch vor Kurzem, anstatt als Bestandtheil der Menilitschiefergruppe aufgefasst zu werden, vorläufig zur Kreide gestellt wurden (pag. 687).

Beachtenswerth ist es, dass bei den harten, verkieselten Schipoter Schichten eine charakteristische, sehr scharfe, secundäre Knickung nur selten gänzlich ausbleibt, sonst aber auch dort zu beobachten ist, wo das Hangende und Liegende dieser Schichten der Knickungen entbehrt (pag. 593).

Hinsichtlich der stratigraphischen Gliederung der Menilitschiefergruppe gilt in unserem Gebiete die Regel, dass der einige hundert Meter mächtige, massige Tiseşti-Sandstein, welcher ein Analogon des galizischen Kliwa-Sandsteines darstellt, stets zu oberst erscheint, während die Schipoter Schichten an die untere Grenze der Menilitschiefer gebunden sind. Zuweilen sind Schipoter Schichten auch dem Hangendtheil der Târgu-Ocna'er Gruppe in untergeordneten Lagen eingeschaltet (z. B. in Păcura, pag. 689).

Die in dem untersuchten Gebiete nicht seltenen mächtigen Salzlager gehören ausnahmslos der palaeogenen und nicht der miocänen Salzformation an.

Die palaeogenen Salzthonbildungen sind bald im unteren Niveau der Menilitschiefer (pag. 575), bald aber innerhalb der die Menilitschiefer unterteufenden Hieroglyphenschichten (Târgu-Ocna'er Gruppe) eingeschaltet, wobei die letzteren je nach der Ortschaft in grösserem oder geringerem Ausmasse durch den „Salzthon“ verdrängt werden können (pag. 653; Răna albă und Păriul adănc, pag. 659; Val. Cărbunarului, pag. 678; Val. Ocii, pag. 693). Auch kann die Salzthonfacies anstatt die Târgu-Ocna'er Gruppe direct die Menilitschiefer unterteufen, und pflegt alsdann mit diesen durch petrographische Uebergänge verknüpft zu sein (Anmerkung 1 auf pag. 576).

Der Hangendtheil der Târgu-Ocna'er Gruppe (Hărja'er Schichten) erweist sich, nach Analogie der unteroligocänen Hoja'er Schichten, als ein constantes Niveau von stets kleinwüchsigen Nummuliten, während viel tiefer innerhalb der genannten Schichtengruppe, welche derzeit nicht näher gegliedert und parallelisirt werden kann, auch grosswüchsige Nummuliten erscheinen (Grozesti, Moineşti).

Die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna befindet sich nicht direct am Flyschrande, auch nicht inmitten einer von den Autoren angenommenen Miocänbucht des Flyschrandes, und gehört nicht einer unter dem überschobenen Flysch eingeklemmten Miocänsynklinale an. Vielmehr ist es eine vom Flyschrande durch einige synklinale

Menilitschieferschollen[1]) abgesonderte Antiklinale der Târgu-Ocna'er Schichten, innerhalb welcher, im Liegenden des Horizontes mit kleinwüchsigen Nummuliten, diese Salzmasse auftritt (pag. 644—659).

Die Salzthonfacies ist dabei mit den Gesteinen des genannten Nummulitenhorizontes durch petrographische Uebergänge enge verknüpft (pag. 591, 653, 656), und stellenweise auch anstatt desselben direct im Liegenden der Menilitstufe entwickelt (pag. 653).

Südwärts ist diese Antiklinale über Gura Slanic (pag. 590 ff.) und Grozesti (pag. 619 f.) zu verfolgen, wobei derselben auch die in diesen beiden Ortschaften existirenden, derzeit nicht im Abbau befindlichen Salzlagerstätten angehören.

Der local-tektonische Charakter dieses mächtigen Antiklinalzuges von palaeogenem Salzthon ist in allen drei genannten Ortschaften ein merklich verschiedener, zumal dieser Gesteinszug in seinem Verlaufe abwechselnd bald ein überkipptes Gewölbe darstellt (pag. 655, 657; pag. 590 ff.), bald aber in Schuppenstructur aufgeht, was zwar davon abhängt, ob er, wie namentlich bei Grozesti, dem Flyschrande näher tritt oder sich von demselben entfernt (pag. 644 ff.; pag. 619 ff.).

Am Flyschrande war in dem untersuchten Gebiete nirgends ein buchtenförmiges Eingreifen der miocänen Salzformation nachweisbar.

Die blos von einem mehrere Meter breiten Schipoter Schichtenzuge von der Salzformation der subkarpathischen Neogenzone abgegrenzte innerkarpathische, petrographisch ganz gleiche Salzthonbildung des Păriul Otarului bei Tisești nächst Târgu-Ocna erwies sich als Antiklinalkern innerhalb eines durch streichenden Sattelbruch an das Miocän sich anlehnenden Flyschrandgewölbes (pag. 631—638). Aehnliche Verhältnisse herrschen am Flyschrande auch bei Bratesti (pag. 664).

Einen Gegensatz zu diesen Ergebnissen bilden die Beobachtungen über die transgredirende Miocänscholle von Hărja, welche bereits mehrere Kilometer vom Flyschrand entfernt, mitten im Gebirge, und zwar an der Westgrenze der Palaeogenzone, gelegen ist. Die allgemeine Charakteristik dieser Miocänscholle, soweit dieselbe dem untersuchten Gebiete angehört, wurde bereits an anderer Stelle gegeben (pag. 594, 605, 609).

Der Palaeogenzone der Bacau'er Karpathen gehört ferner auch das Pliocänbecken von Lapoș an, welches zugleich als orographische Mulde sich darstellt und nirgends bis an den Flyschrand herantritt.

Ob diese Pliocänbildung an die stratigraphische Grenze gegen das Miocän gebunden ist, oder, vielleicht nur theilweise, geologisch jünger ist, dies wird vor Allem durch die endgiltige Bestimmung der darin vorkommenden Dreissensidenformen entschieden werden können, zumal bereits die beiden, bis jetzt sicher determinirten Arten, eine *Zagrabica* und ein *Melanopsis*, sich als Formen von grosser Wichtigkeit erwiesen haben (vergl. pag. 699).

[1]) Die in dieser Synklinale erscheinenden Schichten der Menilitgruppe sind von Cobalcescu zum Theil als solche verkannt und mit Miocän vereinigt, zum Theil aber anscheinend übersehen (vergl. oben pag. 673, sowie dortselbst Anmerkung 2), sonst aber von den Autoren nicht erwähnt worden.

Während die Ränder des Pliocänbeckens durch steile Schichtenstellung und zum Theil durch mächtige Conglomeratbildungen gekennzeichnet sind, stellt seine Centralregion eine etwa 1 Meile breite, überaus flache Synklinale dar, welche aus sehr feinsandigen und mergeligen, sowie thonigen Sedimenten aufgebaut ist. Die letzteren beherbergen unterschiedliche Lager von ausgezeichneter Pechkohle, wovon ein Theil an und für sich abbauwürdig ist, und wechsellagern fast überall mit einem Tuffsandstein, welcher auf Andesit zurückzuführen ist.

Andesit wurde innerhalb unserer Gegend nirgends beobachtet. Weit ausserhalb des untersuchten Gebietes soll Andesit an einigen Orten vorkommen, welche im Westen der Stadt Bacau gelegen sind und der oben erwähnten (pag. 665) randlichen Hebungswelle der karpathischen Neogenzone angehören. Palla ist im Miocän weitverbreitet (Vf. Clenciului, La Sarătură bei Viisoara, Grozesti, Caşinu, Caraboiu bei Onesti, Pietricicaberg im Osten von Teţcani) und ist im Terrain als Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem petrographisch identischen, der Fossilien gleichfalls entbehrenden, palaeogenen Salzthon unter Umständen hoch anzuschlagen (z. B. in Grozesti, pag. 623).

Die Oellagerstätten.

Die zahlreichen, bis jetzt sammt den Salzlagern noch nicht stratigraphisch genau festgestellten Oelvorkommnisse und Oelspuren erwiesen sich in dem untersuchten Gebiete als auf vier verschiedene, geologisch ungleichaltrige Etagen vertheilt. Den bereits in meinem Reiseberichte besprochenen miocänen Oellagerstätten, welche insgesammt der Neogenzone unseres Gebirges zufallen, sind einerseits Oelvorkommnisse im Tisesti-Sandstein, andererseits aber solche in den Târgu-Ocna'er Schichten gegenüberzustellen.

Der ölführende Tisesti-Sandstein ist regelrecht an das untere Niveau der Menilitschieferstufe gebunden (Solonţu). Der obere massige Tisesti-Sandstein ist stets ölleer.

Innerhalb der Târgu-Ocna'er Gruppe sind es bald die ihrem Hangendtheil angehörenden grünen Breccien, und namentlich ihre begleitenden Sandsteine und Sande vom Hărja'er Typus, welche ölführend sind (Oelhorizont mit kleinen Nummuliten: Hărja, Manaşcu bei Grozesti, Mosoare und Păcura bei Târgu-Ocna, Cucueţi, Moineşti p. parte), bald aber vertheilt sich das Oel auch auf ein tieferes Niveau der Târgu-Ocna'er Schichtenreihe; und zwar pflegt der dickbankige, grobe, glimmerige Moinesti'er Sandstein recht ansehnliche Erdölquanten zu beherbergen (Oelhorizont mit grossen Nummuliten: Moineşti p. parte, Comăneşti S, Baia Tisa und Baia Runcu).

Sämmtliche Oelgruben und die meisten zu noch unaufgeschlossenen Oellagern gehörenden Oelspuren des untersuchten Gebietes sind auf Antiklinalen gelegen, übereinstimmend mit dem bekannten Erfahrungssatze. Doch sind untergeordnete bituminöse Sandsteinbänke ausnahmsweise auch auf Synklinalen zu finden. Ganz dasselbe gilt auch für die beobachteten Ozokeritspuren, welche an die untersten Niveaus der Menilit- und die obersten der Târgu-Ocna'er Gruppe gebunden

sind (pag. 586, 609 f., 690 sowie in meinem Reisebericht II., l. c. pag. 246).

Für die Anordnung, respective aber Weiterentwicklung jener Oelfelder des untersuchten Gebietes, welche an Flyschrand-Antiklinalen gebunden sind, ist nicht nur die Lage der Antiklinallinie, sondern auch der Verlauf der Flyschrandspalte von grosser Wichtigkeit. Für die übrigen Oelfelder der Palaeogenzone kommen die localen Verhältnisse der Ueberkippung der Sättel und die bathymetrische Stufe der Ueberkippung in Betracht.

Bei Abteufung von Oellagern der unteren Menilitstufe pflegt man in Solonțu und in Tazlau am Tazlau-Sarat vielfach auf Salznester zu stossen.

In der nächsten Umgebung der ansehnlichen Salzmassen bei Târgu-Ocna, Gura Slanic und Grozesti weist die dieselben beherbergende Târgu-Ocna'er Stufe keine Oelspuren auf.

Mit Ausnahme der in meinen Reiseberichten beschriebenen Oelgruben von Solonțu, Tazlau am Tazlau Sarat und Moineşti befinden sich die Oelfelder der untersuchten Gegend noch heutzutage fast in jenem Zustand von primitiver Entwicklung, welcher seiner Zeit von Coquand geschildert wurde (l. c.). Doch fehlt es gerade in der neuesten Zeit nicht an Anzeichen, dass durch einen Umschwung dieser Verhältnisse eine richtigere Würdigung dieser ölreichen Gegend angebahnt werden wird.

Es ist kaum nöthig zu betonen, dass die geologische Forschung mit diesen Fortschritten des Bergbaues Schritt zu halten haben wird. Gar manche Zweifel, welche hinsichtlich der geographischen Orientirung und der Fortsetzung von bereits zum Theil aufgeschlossenen Oelzonen, und zwar angesichts der bestehenden localen Schwankungen des Streichens der Schichten, sich darbieten, werden erst durch regelrechte geologische Aufnahmen beseitigt werden können. Dies gilt sogar für die Oelzone von Moineşti (pag. 720).

Auf der geologischen Kartenskizze von Draghiceanu (l. c.) ist die geographische Orientirung der angenommenen Oelzone eine unrichtige.

Wenn durch die vorliegende Publication ausser dem wissenschaftlichen auch ein praktischer Zweck verfolgt werden konnte, so lag derselbe darin, dass durch eine systematische Sichtung von localen stratigraphischen und tektonischen Details, welche sich auf einzelne Oelvorkommnisse beziehen, eine Basis geschaffen werden sollte — für die jeweilige genaue Bestimmung der geologischen Localverhältnisse, welche für die einzelnen Oelzonen massgebend sind.

Wie gewöhnlich in geologisch wenig bekannten Gegenden, ist der Oelbergbau des untersuchten Gebietes gegenwärtig von Fall zu Fall darauf angewiesen, auf ganz aprioristischen, wissenschaftlich unbegründeten Vorstellungen über die stratigraphische und tektonische Anordnung und über den topographischen Verlauf von blos zum Theil aufgeschlossenen Oelzonen zu fussen; ein grosser Theil der vorhandenen Oelspuren gehört übrigens zu noch unbekannten Oelzonen, über deren Werth noch keine bergbaulichen Versuche vorliegen.

Anhang.

Erklärung der Tafeln XVI und XVII.

Die in diesen Tafeln angebrachten geologischen Profile sind nach der hypsometrischen Karte des rumänischen Generalstabes im Massstabe von 1:20.000 angefertigt. Die Höhenmasse sind gegenüber den Längenmassen merklich übertrieben, und zwar in einem Grade, welcher aus der Höhen-Scala, welche den Profilen beigegeben ist und aus dem Vergleich der Karte (1:20.000) ersehen werden kann. In derselben Weise sind die mit einer Höhen-Scala versehenen, im Texte angebrachten Profile angefertigt. Die geographische Orientirung jedes einzelnen Profiles ist auf den später zu publicirenden, von mir aufgenommenen geologischen Karten verzeichnet. Dieselbe ist nicht immer geradlinig, was aber bereits auch in den betreffenden Profilen vermerkt ist.

Die Nummern, mit welchen die färbigen Ausscheidungen der Profile versehen sind, haben bei einzelnen Profilen eine verschiedene Bedeutung, welche aber aus dem Vergleich der Farbenscala zu entnehmen ist.

Die auf den Tafeln gegebenen Profile beziehen sich auf den Flyschrand sammt einem Theile der Palaeogenzone der Karpathen.

Inhaltsverzeichniss.

Seite

Vorwort 567

Stratigraphische Skizze 569

Die Schichten von Târgu-Ocna 571

Die karpathische Salzformation 574

Die Uzuschichten 576

Topogeologische Beschreibung:

I. Das Slanicthal 578

Die Gegend des Badeortes Slanic (Bacau) und der obere Lauf des Slanicbaches 578

Der mittlere Lauf des Slanicbaches 585

Der untere Lauf des Slanicbaches 587

A. Querprofil des Oligocänzuges des Maguraberges. Slănicelu. Vf. Grohotisu 587

B. Die Gegend von Gura Slanicului am Slanicbache 590

Schlussfolgerungen über die Salzformation von Gura Slanic . . . 593

II. Das Oitozthal von der Staatsgrenze bis zur Ortschaft Herĕstrĕu nächst Grozesti 594

Allgemeines über die Gegend von Hărja 594

Die westliche, resp. nördliche Thalseite bei Hărja 597

Die Salzthonschichten der westlichen Terrasse in Hărja 602

Die östliche Thalseite bei Hărja 603

Schlussfolgerungen über die Tektonik der Salzthonschichten von Hărja 605

Der Oligocänzug des Stineicaberges. Das Petroleumfeld von Hărja . 606

Der Eocänzug des Jordogatuberges 610

A) Die erste, d. h. am weitesten nach Westen gelegene Antiklinale 611

B) Die zweite oder mittlere Antiklinale 614

Der südliche, am Oitozthal gelegene Abschnitt des Oligocänzuges von Magura-Lesunţu 617

Das Lesunţuthal 617

Der südliche Theil der Lesunţubergkette 618

Das eigentliche Oitozbett zwischen Herĕstrĕu und Calcâiu 618

III. Der Flyschrand der Bacau'er Karpathen 620

Der Flyschrand bei Grozesti am Oitozflusse 620

a) Südliche Thalseite 620

b) Nördliche Thalseite des Oitozflusses im Weichbilde von Grozesti 624

Die Oligocänsynklinale von Târgu-Ocna 626

Querschnitt des Flyschrandes im Trotuşthal 626

Die südliche Thalseite des Trotuşflusses gegenüber von Târgu-Ocna 629

Der Flyschrand zwischen Târgu-Ocna und Grozesti 631

a) Vf. Chichilău und Păriul Strigoiului (Otarului) bei Tiseşti . 631

b) Der Flyschrand bei Vf. Coşna 638

c) Der Ostflügel der Coşna-Antiklinale im Păriul Biiului bei Marginea, nächst Grozesti 641

Der Flyschrand zwischen Târgu-Ocna und Bratesti. Die Saline von Târgu-Ocna 644

a) Der nördliche Thalabhang des Trotuşflusses im Bereiche von Târgu-Ocna 644

b) Die Mündung des Vălcicathales. 649

c) Die südliche Umgebung der Salzlagerstätte von Târgu-Ocna. Die Menilitschieferinsel der Bergspitze „La Stupina“ 650

d) Die Salzlagerstätte von Târgu-Ocna 654

D. Pietrosu 656

Seite
Die Anhöhe „La Trifoi“ im Norden der Saline 657
Der Unterlauf des Val. Prislopului 658
Răua albă 658
Păriul adânc 659
Die Menilitschiefer-Synklinale des oberen Prislopthales 660
D. Chiliei, P. Inurile. 663
Berg Inotca, sowie Vf. Orsoiului und Vf. Corhana bei Bratesti 663
IV. Zur Kenntniss der Neogenzone der Bacau'er Karpathen 665
Allgemeine Charakteristik 665
Die sarmatischen Vorkommnisse bei Păriul Gălianu und bei Viisoara nächst Târgu-Ocna 667
Vorkommnisse von Nulliporenkalk. Vf. Clenciului 668
Die Tektonik der Neogenzone bei Târgu-Ocna 669
Berg Perchiu und das Vorkommen von Globigerinenmergel bei Onesti 673
Die Gegend von Caşinu 674
Nördliche Umgebung von Onesti 675
V. Die Flyschgegend am Trotuşflusse zwischen Târgu-Ocna und Dofteana 675
Allgemeines über die Gegend zwischen Văleni und Mosoare am Trotuşflusse 675
Die Menilitschieferinsel des Cărbonareberges 676
Balta Harapului 679
Die Niederterrasse des Trotuşflusses bei Văleni, sowie bei Baile Anastasache unterhalb des Maguraberges 681
Der Menilitschieferzug von Vf. Muncelu 683
Die Gegend am Trotuşflusse bei Mosoare, Poeni und Păcura 687
Der Oligocänzug von Dracóea 695
Die Antiklinale von Bogata 697
VI. Das Pliocän von Lapoş, eine Beckenausfüllung im Flyschgebiete der Bacau'er Karpathen 698
Allgemeine Charakteristik 698
Die Topographie und das Bodenrelief 701
Die Schichtenfolge 702
Die südliche Randzone des Pliocänbeckens zwischen Bogata und Dofteana 703
Die östliche Randzone des Pliocänbeckens und ihre Flyschumrahmung 706
Cucueţi 706
Das Largathal, Muntele Berzunţu, Buda 707
Grópa Jaristea bei Păgubeni 708
Păriul Căramizilor und Berg Varan bei Păgubeni 708
Plopu 709
Vermeşti (Glodurile) 711
Die Moinesti'er Bucht des Pliocänbeckens und seine Nordgrenze . . 711
Văsiesti, Leorda, Ulmenişu (Hănganà), Lunca Moineştului, ... 711
Die Centralgegend des Pliocänbeckens und seine westliche Randzone 713
Die Flyschinsel von Comăneşti am Trotuşflusse 713
Die Tektonik der Flyschinsel von Comăneşti 716
a) Die Südhälfte der Flyschinsel 716
b) Die Nordhälfte der Flyschinsel 716
Das Diluvium am nördlichen Flusssteilrand bei Comăneşti . . . 717
Das Pliocän bei Aseu 718
Die Ost- und Südumgebung der Flyschinsel von Comăneşti, Podeiu, Baia Tisa und Baia Runco 719
Die Gegend von Lapoş 720
Das Pliocän am Uzuthale bei Dărmănesti 723
Rückblick 726
Die Neogenzone 726
Der tektonische Charakter des Flyschrandes 727
Der allgemeine Bau der Palaeogenzone 729
Die Oellagerstätten 732

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1895—1897

von C. v. John und C. F. Eichleiter.

Im Folgenden geben wir eine Zusammenstellung der seit der letzten Veröffentlichung der Arbeiten des chemischen Laboratoriums der k. k. geologischen Reichsanstalt (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1895, 45. Bd., 1. Heft) durchgeführten Analysen.

Die hier vorgebrachten Analysen wurden also in den Jahren 1895, 1896 und 1897 ausgeführt. Sie bilden selbstverständlich nur einen Theil der bei uns vorgenommenen technischen Untersuchungen, da hier nur jene Analysen zusammengestellt wurden, welche Proben betreffen, deren Fund- oder Fabrikationsort bekannt war, oder die an und für sich Interesse in Anspruch nehmen könnten.

Da der Umfang der Untersuchungen durchwegs von den Wünschen der Einsender abhängt, ist es erklärlich, dass nicht immer vollständige Analysen vorliegen.

In Bezug auf die Namen der Fundorte wäre zu sagen, dass wir uns in vielen Fällen gänzlich auf die Angaben der Einsender verlassen müssen, da häufig Localitäten genannt werden, die in keinem Ortslexikon zu finden sind, wie z. B. Berglehnen, Gräben, einzelne Gehöfte etc., so dass wir nicht in der Lage sind, die betreffenden Angaben zu controliren, weshalb wir für die Schreibweise solcher Fundorte keine Verantwortung übernehmen können.

Wie bei früheren derartigen Zusammenstellungen, wurden auch diesmal die einzelnen Analysen und Untersuchungen in entsprechende Gruppen eingereiht.

Die einzelnen Gruppen sind folgende:

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Zu der Tabelle, in der wir die Resultate der Analysen, nach Ländern und geologischen Formationen geordnet, zusammengestellt haben, ist Folgendes zu bemerken.

Da früher bei manchen Kohlen nur der Gesammtschwefel nach der Eschka'schen Methode bestimmt wurde und diese Menge des Schwefels daher in die Elementaranalyse eingesetzt werden musste, um die Summe auf 100 zu geben, so haben wir früher immer den

Gesammtschwefel in die Berechnung einbezogen und den häufig extra bestimmten Schwefel in der Asche und den berechneten schädlichen, beziehungsweise verbrennlichen Schwefel in der Klammer angeführt.

Bei den in den letzten zwei Jahren durchgeführten Analysen haben wir immer den Gesammtschwefel, sowie den Schwefel in der Asche und dadurch also auch den verbrennlichen Schwefel bestimmt. In diesem Falle ist die Summe auf 100 mit dem verbrennlichen Schwefel berechnet worden und sind bei Angabe der Procente des Schwefels aller drei Arten keine Klammern gemacht worden.

Kurz gesagt, dort, wo der verbrennliche Schwefel zur Bildung der Summe auf 100 verwendet wurde, sind keine Klammern bei den Schwefelkolonnen angebracht, ist jedoch der Gesammtschwefel in die Summe auf 100 aufgenommen, so ist der Aschen- und verbrennliche Schwefel in der Klammer angeführt.

Es ist selbstverständlich, dass nur die Einbeziehung des verbrennlichen Schwefels in die Summe auf 100 theoretisch richtig ist, da sonst bei Einbeziehung des Gesammtschwefels der Aschenschwefel doppelt in Rechnung kommt und die Zahl für Sauerstoff und Stickstoff um die Höhe des Aschenschwefels zu klein erscheint.

In den meisten Fällen macht dies nur ganz geringe Fehler, die für die Praxis von keiner Bedeutung sind: trotzdem werden bei uns fernerhin nur Elementaranalysen ausgeführt, bei denen sowohl der Gesammtschwefel als auch der Schwefel in der Asche bestimmt werden.

II. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.

Die in dieser Gruppe angeführten Kohlen sind ebenfalls nach Ländern und geologischen Formationen geordnet.

Bezüglich der Berthier'schen Probe müssen wir, wie bei den früheren Zusammenstellungen dieser Art, wieder unseren Standpunkt feststellen.

Wir sind selbstverständlich über den Werth der Berthier-schen Probe vollständig im Klaren; wir wissen, dass sie mit principiellen Fehlern behaftet ist, und dass die gefundenen Brennwerthe im Allgemeinen, besonders bei wasserstoffreichen Kohlen zu gering sind.

Wenn wir nun trotzdem die von uns nach der Berthier'schen Probe gefundenen Werthe wiederbringen, so geschieht dies deswegen, weil dieselben immer noch in der Praxis benützt werden, und da sie von Praktikern, denen es nicht auf eine genaue wissenschaftliche Feststellung des Brennwerthes ankommt, noch sehr häufig verlangt werden. Bei Kohlen, von welchen noch keine Elementaranalysen vorliegen, ist die Kenntniss des Brennwerthes nach Berthier nebst Wasser- und Aschenbestimmung, immerhin genügend, um sich ein beiläufiges Bild ihres Werthes zu machen, besonders wenn man das geologische Alter der Kohle in Betracht zieht und eine entsprechende Correctur zu Gunsten des Brennwerthes vornimmt.

Es ist übrigens unser stetes Bestreben, so viel wie möglich dahin zu wirken, dass vollständige Elementaranalysen durchgeführt

werden, und bringen offen neben den Resultaten der Calorienberechnung nach der Elementaranalyse auch die der Berthier'schen Probe, um so den Empfänger auf das Missverhältniss der beiden Resultate aufmerksam zu machen.

Verlangt aber die Partei ausdrücklich blos die geringere Kosten verursachende Berthier'sche Probe, so können wir die Ausführung derselben eben nicht zurückweisen.

III. Graphite.

IV. Erze.

A. Silber- und goldhältige Erze.
B. Kupfererze.
C. Zinkerze.
D. Antimon- und Arsenerze.
E. Eisen- und Manganerze.
F. Chromerze.
G. Schwefelerze.

V. Metalle und Legierungen.

VI. Kalke, Dolomite, Magnesite, Gypse und Baryte.

VII. Thone und Sande.

VIII. Wässer.

IX. Soolen.

X. Salze.

XI. Gesteine.

XII. Erdöle.

XIII. Diverse.

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesammt-S %	Calorien berechnet	Calorien nach Berthier	Analytiker
	Oesterreich.												
K. k. priv. Südbahn-Ges., Wien	Ostrau	Carbon	68·07	4·46	9·15	(0·66)	2·75	14·80	(0·11)	0·77	6505	5584	Eichleiter
Fritz & Maschke, Wien	Budweis, Anthracit	„	75·28	2·41	1·74	(4·08)	1·65	14·60	(0·24)	4·32	6922	6820	„
	sog. Laibacher Anthracit	Trias	78·82	2·72	0·79	5·27	0·80	11·60	1·03	6·30	7412	6983	„
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Gr.-Ligojna bei Laibach	„	82·36	2·74	1·91	2·29	1·75	8·95	0·07	2·36	7550	6654	„
K. k. Staatsbahn-Direction	Carpano, Arsa-Förderkohle	Cosina	63·42	4·16	8·74	9·38	1·85	12·45	1·51	10·89	6344	5373	„
Max Böhm & Co.	Kunowa bei Harklowa, Galizien	Karpathen Sandstein	54·95	3·70	15·15	0·95	7·35	17·90	0·11	1·06	5036	4904	„
K. k priv. Südbahn-Gesellschaft	Hrastnigg	Oligocän	54·51	3·99	18·53	0·47	18·80	3·70	0·52	0·99	4860	4532	John
	Trifail	„	51·96	3·76	18·32	0·91	19·50	5·55	0·84	1·75	4473	4023	Eichleiter
	Sagor	„	51·66	4·15	17·85	0·89	20·35	5·10	0·70	1·59	4601	3983	„
K. k. Handels-Ministerium	Falkenau (stark bituminös)	„	68·18	7·04	14·41	—	3·25	4·87	—	2·25	7239	6005	„
Duxer Kohlenverein	Bruch, Marienschacht	„	55·36	3·73	18·15	0·57	22·65	1·54	0·19	0·74	4817	4655	„
Dr. Joh. Steinbach, Tulln	Starzing bei Tulln	Neogen	50·23	3·58	9·90	(4·02)	12·30	17·70	(2·27)	6·29	4868	4553	John
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Steyeregg	„	54·03	3·43	16·12	0·62	21·90	3·90	0·33	0·95	4616	4370	Eichleiter
	Köflach, Rosenthalschacht	„	44·17	3·51	17·60	(0·31)	31·75	2·50	(0·16)	0·47	3493	3445	„
Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbau-Gesellschaft	Köflach I	„	51·16	3·13	13·51	(2·57)	17·40	11·60	(0·63)	3·20	4503	4029	„
	„ II	„	43·99	3·24	11·89	(2·06)	16·60	21·55	(0·58)	2·64	4411	3650	„
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Oberdorf, Steiermark I	„	43·04	3·47	16·92	(0·64)	23·70	11·70	(0·53)	1·17	3962	3939	„
	„ „ II	„	43·17	3·21	15·35	1·47	28·90	7·90	1·14	2·61	3676	3379	„
	Tregist	„	51·48	3·87	20·37	(2·26)	16·95	4·75	(0·32)	2·58	4224	4057	„
	Voitsberg	„	43·15	3·46	17·31	(0·86)	20·75	13·85	(0·60)	1·46	3722	3742	„
	Leoben, Grieskohle	„	58·15	4·22	14·37	(1·87)	9·35	1·65	(0·39)	2·26	5427	4761	„
	Fohnsdorf	„	58·89	3·90	10·25	(2·07)	9·05	5·55	(0·29)	2·36	5549	4471	„
	St. Stephan, Kärnten	„	42·36	3·16	18·36	0·17	27·18	8·75	0·24	0·41	3419	3399	„
Gräflich Henckel-Donnersmarksche Bergdirection	St. Stephan, Kärnten, Liegendflötz	„	45·41	3·18	18·37	1·19	23·65	8·20	0·95	2·14	3724	3517	„
	St. Stephan, Kärnten, Hangendflötz	„	45·52	3·09	16·84	0·45	28·80	5·30	0·41	0·86	3723	3628	„
	St. Stephan, Kärnten, Liegendflötz	„	44·75	3·34	16·64	0·62	25·40	9·25	0·71	1·33	3786	3549	„
	St. Stephan, Kärnten, Hangendflötz	„	46·23	3·45	18·03	0·29	26·65	5·35	0·26	0·55	3858	3749	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesammt-S %	Calorien berechnet	Calorien nach Berthier	Analytiker
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Ossegg	Neogen	52·47	4·34	21·75	0·49	19·55	1·40	0·16	0·65	4530	4538	Eichleiter
Duxer Kohlenverein	Briesen, Amaliaschacht .	„	46·42	3·17	14·28	0·38	32·20	3·55	0·41	0·79	3932	3841	„
Ad. Gmeiner, Göding	Dubnian bei Göding, Marienzeche, Briquettes ohne Bindemittel . . .	„	41·45	3·45	21·06	0·89	16·60	16·55	1·28	2·17	3398	3248	„
	Ungarn.												
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Szabolcs	Lias	67·61	4·02	4·05	(2·41)	0·60	20·70	(0·31)	2·72	6609	6001	„
Bernh. Rosenfeld, Wien . . .	Dolna Várolja bei Fünfkirchen I . . .	„	66·18	3·92	7·88	0·57	0·75	20·70	0·70	1·27	6187	5779	„
	Dolna Várolja bei Fünfkirchen II . . .	„	70·45	4·35	8·38	2·42	2·50	11·85	0·58	3·00	6814	6325	„
N. M. Graf Esterhazy	Csakvár	Eocän	58·50	3·69	16·18	(0·39)	13·20	7·60	(0·44)	0·83	5099	4710	„
Trifailer Kohlengewerkschaft, Wien	Dorogh bei Gran	„	57·00	4·05	13·59	4·41	14·70	6·25	0·89	5·30	5339	4738	„
	Ebszöny bei Gran . .	„	57·68	3·97	14·67	3·23	16·40	4·05	0·70	3·93	5270	4818	„
	Tokod bei Gran . .	„	57·27	4·02	12·80	7·11	13·80	5·00	0·49	7·60	5460	4784	„
Salgo - Tarjaner Steinkohlengewerkschaft	Petrozsény	Oligocän	69·71	4·60	15·43	(0·54)	4·61	4·82	(0·29)	0·83	6454	5877	„
Ober-Szilthaler Bergbau-Gesellschaft	Vulcan	„	73·36	4·68	11·72	1·74	3·75	4·75	0·40	2·14	6974	5766	„
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Oedenburg, Ritzinger Kohle	Neogen	54·46	3·87	17·37	0·30	16·50	7·50	0·34	0·64	4765	4175	„
Moriz Almasi	Felsö-Banja	„	56·13	3·85	17·50	3·52	14·10	5·90	0·36	3·88	5015	4634	„
Sarkanyer Kohlenbergbau . . .	Szendrö, Borsoder Com. .	„	37·04	2·98	14·70	1·63	36·55	7·10	1·09	2·72	3093	2875	„
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Ivanec	„	37·69	2·82	15·23	0·96	35·85	7·45	1·13	2·09	3049	3335	„
Baron Inkey'sche Güterdirection	Rasinja, Croatien I . .	„	48·41	3·73	17·70	(1·32)	19·70	8·30	(0·84)	2·16	4238	3818	„
	„ „ II . .	„	48·41	3·72	11·46	(1·01)	26·00	8·15	(1·25)	2·26	4510	3468	„
Gebr. Gutmann, Wien . . .	Vocin, Slavonien I . .	„	50·67	3·73	19·69	2·81	17·25	5·85	0·74	3·50	4352	4158	„
	„ „ II . .	„	35·13	2·94	12·23	3·25	18·00	28·15	0·84	4·09	3214	2719	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesammt-S %	Calorien berechnet	Calorien nach Berthier	Analytiker
	Ausland.												
K. k. priv. Südbahn-Gesellschaft	Rushypark I	Carbon	73.10	4·03	12·50	1·97	6·10	2·30	0·11	2·08	6672	5902	Eichleiter
	„ II	„	74·46	4·71	12·41	0·99	6·10	1·30	0·12	1·11	7003	5985	„
	Cory-Merthyr	„	84·82	4·23	4·31	0·94	0·90	4·80	0·12	1·06	8113	7613	„
	Abercarn	„	82·55	4·45	7·85	0·60	0·90	3·65	0·12	0·72	7820	6757	„
	Cardiff I	„	87·11	4·21	2·10	2·48	0·75	3·35	0·10	2·58	8433	7360	„
	„ II	„	78·21	4·05	8·46	0·23	1·25	7·80	0·39	0·62	7288	6703	John
	„ III	„	81·27	4·92	6·75	0·76	1·00	5·30	0·33	1·09	7938	6670	Eichleiter
	„ IV	„	54·93	3·18	3·81	0·48	1·00	36·60	0·24	0·72	5348	4073	„
	Northumberland	„	72·79	4·38	11·66	1·07	7·35	2·75	0·08	1·15	6688	5928	„
	Newcastle I	„	59·13	3·78	12·12	(0·90)	7·15	16·50	(0·42)	1·32	5782	4807	„
	„ II	„	61·34	4·11	14·00	(1·21)	13·95	5·10	(0·29)	1·50	5619	5095	„
	„ III	„	69·08	4·23	11·11	(1·31)	8·65	5·50	(0·12)	1·31	6466	5658	„
	Myslovitz pr. Schlesien	„	68·81	4·05	14·26	0·58	9·75	2·55	0·16	0·74	6193	5520	„
Königl. rumänisches Domänen-Ministerium	Reteiu, Rumänien	Neogen	66·27	4·32	15·91	1·05	7·10	5·35	0·10	1·15	5908	5644	„

II. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	Wasser %	Asche %	Schwefel %	Calorien nach Berthier
	Oesterreich.					
K. u. k. Intendanz des 6. Corps	Karwin, Coaks	—	1·05	4·80	—	7130
Stephan Walter	Kralowitz bei Pilsen	Carbon	11·90	10·10	—	5005
Gräfl. Clam-Martinic'sche Bergverwaltung	Studnowes, Louisinschacht I	„	23·30	3·00	—	4968
	(grubenfeuchte Kohlen) II	„	20·65	7·30	—	4878
Fürst Windischgrätz	Hradišt (Tunnel) bei Pilsen I	„	14·32	6·28	—	4365
	„ „ „ „ II	„	9·80	9·10	—	4418
Dr. Rud. Pfaffinger, Wien	Gros-Ligojna bei Laibach	Trias	0·45	16·25	—	6348
Alfr. R. v. Dutschinski	Selena trava bei Trifail	Oligocän	20·15	3·55	0·72	4345
	Wochein	„	15·50	11·10	6·59	4271
Berg-Direction der Anglobank, Brüx	Falkenau, Rudolfschacht	„	6·35	4·90	—	5589
Emil R. v. Horstig, Gröbming	Stoderzinken	Neogen	9·70	11·05	—	5372
Horstig & Graeppel, Wien	Stoderzinken	„	10·80	8·00	—	4677
K. u. k. Verpflegsmagazin in Graz	Piberstein bei Voitsberg	„	23·75	4·10	—	3524
Jacob Schediwy	Tscheisitschberg, Steiermark	„	18·80	36·40	—	3496
Dr. Emil Revész	Dubnian bei Göding, Rudolfschacht	„	42·35	5·05	—	2940
Kohlenwerke Franz Josefschacht	Weisskirchlitz bei Töplitz, Franz Josefschacht	„	32·10	4·40	—	3933
K. u. k. Reichs-Kriegsministerium	Gacko	„	39·15	7·60	—	3082
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin in Bilek	Gacko	„	31·20	14·75	—	3473
Fürstl. Sulkowski'sches Inspectorat in Wien	Torf von Zabrzeg bei Bielitz, Rathhaussumpf	Recent	8·80	4·70	—	3456
	Torf von Zabrzeg bei Bielitz, Revierstrecke Golisch	„	10·50	3·10	—	3397

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	Wasser %	Asche %	Schwefel %	Calorien nach Berthier
	Ungarn.					
Lazar Nicolovits, Orsowa	Orsowa I	Carbon	0·60	10·65	4·54	7314
	„ II	„	0·65	17·15	4·36	6693
	„ III	„	0·40	21·15	6·98	6051
K. u. k. Reichs-Kriegsministerium	Dorogh bei Gran, Heinrichschacht	Eocän	14·70	7·90	—	4842
	„ „ „ Danielschacht	„	15·40	8·70	—	4646
Ernst Merluzzi	Szób bei Gran	„	18·90	11·45	—	4000
Nadrager Eisenindustrie-Gesellschaft	Nadrag I	Neogen	24·20	12·50	—	3340
	„ II	„	25·25	18·40	—	3450
	„ III	„	20·35	32·85	—	2300
	„ IV	„	20·45	10·05	—	3933
	„ V	„	10·55	35·20	—	3330
Kaschau-Somodier Bergbau-Gesellschaft	Nagy Kürtös	„	29·65	4·65	1·22	3634
K. u. k. Intendanz des 6. Corps	Salgo Tarjan I	„	7·65	14·20	—	4746
	„ „ II	„	20·20	8·00	—	4410
K. u. k. Reichs-Kriegsministerium	Salgo Tarjan, Vorräthe des Verpflegs-Magazins in Budapest	„	13·30	15·75	—	4404
	Salgo Tarjan, direct aus der Grube	„	15·45	16·05	—	4208
Baron Hartwig-Wersebe	Gálszécs, Zempliner Comitat	„	32·00	8·65	—	4239
K. u. k. Intendanz, Miskolcz	Kazincz, Borsoder Comitat	„	33·40	7·50	—	3086
Kaschau-Somodier Bergbau-Gesellschaft	Kis Sztrazin	„	35·35	6·60	1·58	3075
K. u. k. Intendanz des 6. Corps	Putrok-Kiraly, Albertstollen	„	31·95	4·05	—	3979
Fürst Windischgrätz	Makhos-Hotika, Zempliner Comitat	„	32·20	12·70	—	2612

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	Wasser %	Asche %	Schwefel %	Calorien nach Berthier
Nadrager Eisenindustrie-Gesellschaft	Karansebes, Sch. II	Neogen	15·90	12·70	—	3820
	„ „ IV	„	15·30	16·15	—	3533
	Golitz	„	13·40	27·30	—	3220
W. Marenec	Rience bei Dronovac, Slavonien	„	52·25	5·20	—	2164
Bergdirection in Golubowec	Golubowec, Kohle	„	8·80	5·25	—	5226
	„ Briquettes	„	8·75	28·35	—	3202
Ign. Schwarz	Sokolovač	„	29·70	8·60	—	4002
	Ausland.					
K. u. k. Intendanz des 2. Corps	Wildensteinsegen, Pr.-Schlesien I	Carbon	5·50	1·60	—	6536
	„ „ II	„	7·50	15·20	—	5244
	„ „ III	„	8·45	4·85	—	5642
	Morgenrothgrube, Pr.-Schlesien	„	8·95	6·05	—	5444
	Neu-Przemsa, Pr.-Schlesien	„	14·85	4·90	—	4830
K. u. k. Intendanz des 11. Corps	Georggrube, Pr. Schlesien	„	8·40	3·30	—	6153

III. Graphite.

Graphit von St. Lorenzen in Steiermark:

	Rohgraphit Procent	Geschlämmter Graphit Procent	
Kohlenstoff	66·22	49·74	
Asche	30·55	46·80	
Hygroskopisches Wasser	1·60	1·25	
Wasser, chem. gebunden	1·63	2·21	
Summe	100·00	100·00	John.

Graphit von Březinek bei Gewitsch in Mähren, eingesendet vom Oberförster Womatschka:

	Procent	
Kohlenstoff	7·40	
Asche	84·20	
Wasser	8·35	
Summe	99·95	John.

IV. Erze.

A. Silber- und Goldhältige.

Erz (Gemisch von Bleiglanz mit verschiedenen Zink-, Antimon- und Kupfermineralien) von Cavalese, eingesendet von G. Bertagnoli:

	Procent	
Blei	36·66	
Kupfer	4·25	
Antimon	5·84	
Zink	4·63	
Eisen	0·42	
Schwefel	10·98	
Silber	0·0031	
Gold	Spur	John.

Quarz mit Arsenkies von Eule in Böhmen, eingesendet von E. Wang:

	Procent	
Arsen	24·48	
Gold	0·0003	
Silber	0·0008	John.

Schwefelkies von Goldbach bei Waldheim in Böhmen, eingesendet von Wilhelm Kraus:

	Procent	
Silber	0·0052	
Gold	0·0011	John.

Bleiglanz von Cladowa in Bosnien, eingesendet von R. C. v. Heller:

	Procent	
Blei	27·39	
Silber	0·05	John.

Antimonit von Lugos in Ungarn, eingesendet von Stefan Armenky:

	Procent	
Antimon	44·12	
Silber	0·0012	John.

Fahlerz vom Bergbau Schendlegg bei Payerbach, eingesendet von Franz Haid.

Das Fahlerz enthält neben Schwefel, Antimon, Zink, Blei:

	Procent	
Kupfer	31·15	
Silber	0·024	
Gold	0·001	John.

B. Kupfererze.

Kupferkies (verwittert) von Cavalese in Tirol, eingesendet von G. C. Rizzoli:

	I.	II.
Kupfer	35·70	28·75

Eichleiter.

Kupferkies von Cladowa in Bosnien, eingesendet von R. C. Heller:

	Procent	
Kupfer	16·69	John.

C. Zinkerze.

Galmei von Trzebinia in Galizien, eingesendet von Rawack & Grünfeld in Beuthen:

	Procente Zink
Nr. 1	35·28
Nr. 2	20·28
Nr. 3	27·69
Nr. 4	29·39
Nr. 5	21·03
Nr. 6	26·06
Nr. 7	26·57
Nr. 8	18·37
Nr. 9	32·86
Nr. 10	32·82
Nr. 11	27·33

John, Eichleiter.

D. Antimon und Arsenerze.

Arsenkies von Sestroun, eingesendet von Josef Victorin in Melnik:

	Procent	
Arsen	34·40	
Gold	0·0012	
Silber	0·0014	John.

E. Eisen- und Manganerze.

Eisenerze (theilweise in Rotheisenstein umgewandelte Spatheisensteine) von Turrach in Steiermark, eingesendet vom fürstlich Schwarzenberg'schen Verwes-Amt in Turrach:

	I. Procent		II. Procent	
Kieselsäure	5·04		5·46	
Thonerde	1·72		2·01	
Eisenoxyd	78·60	(Eisen 55·03)	67·70	(Eisen 47·40)
Manganoxydul	3·26	(Mangan 2·53)	7·01	(Mangan 5·43)
Kalk	1·06		2·38	
Magnesia	1·44		2·05	
Kupfer	0·03		0·03	
Schwefel	0·24		0·02	
Glühverlust (Wasser und Kohlensäure	9·65		12·92	

Das Eisen ist theilweise als Eisenoxyd, theilweise als kohlensaures Eisenoxydul vorhanden. John.

Rotheisenstein von Porcia in Spanien, eingesendet vom kgl. spanischen Consulat in Wien:

	Procent	
Eisen	50·50	
Mangan	0·22	John.

Manganerz vom Dürrenberg bei Hallein, eingesendet von Joh. Triglam in Hallein:

	Procent
Eisen	3·50
Mangan	13·45

Das Eisen und Mangan ist in Form von Oxyden und Carbonaten vorhanden, ausserdem findet sich noch viel Quarz und etwas kohlensaurer Kalk. John.

Eisenglanz von Petermany und von Restér im Gomörer Comitat:

	Petermany	Restér
	Procent	
Eisenoxyd	96·60	97·50

Eine Durchschnittsprobe der später eingesendeten Eisenglanze der obengenannten Localitäten ergab:

	Procent		Procent	
Eisenoxyd	95·80	entsprechend	67·07	Eisen
Kieselsäure	2·69			
Glühverlust	1·80			
Schwefel	0·048			
Phosphor	0·015			
Kupfer	0·018			
Summe	100·371			

John.

Brauneisenstein aus dem Gamperltunnel am Semmering, eingesendet von Dr. Rud. Pfaffinger:

	Procent		Procent	
Eisenoxyd	51·35,	entsprechend	35·95	Eisen

Eichleiter.

Eisen-Manganerz aus der Umgebung von Salonichi, eingesendet von Gebr. Oeconomo in Wien:

	Procent
Eisenoxyd	23·60
Manganoxydul	45·33

Eichleiter.

Manganerze (oxydische), eingesendet von Alfred R. v. Dutschinski:

	I.	II.
	Procent	
Manganoxydul	74·08	33·11

Eichleiter.

Spatheisenstein mit eingesprengtem Kupferkies von Brezowo bei Kostolany in Ungarn, übergeben vom Oberbergrath Dr. E. Tietze:

	Procent		Procent	
Eisenoxydul	51·21	entsprechend	39·84	Eisen
Manganoxydul	4·74	„	3·67	Mangan
Kupfer	0·57			
Kalk	1·30			
Magnesia	3·53			
Kieselsäure	3·42			
Schwefel	0·68			
Silber	0·0012			
Gold	Spur			
Kohlensäure, Wasser etc.	34·55			
Summe	100·00			

John.

F. Chromerze.

Chromeisensteine aus der Umgebung von Üsküb, eingesendet von S. Klein:

	I.	II.	
	Procent		
Chromoxyd	47·20	54·50	John.

G. Schwefelerze.

Schmöllnitzer Schefelkiese von verschiedenen Einsendern:

	Procent	
Nr. I	46·88	Schwefel
Nr. II	46·11	"
Nr. III	45·68	"
Nr. IV	45·69	"
Nr. V	46·99	"
Nr. VI	47·68	"
Nr. VII	49·93	"
Nr. VIII	43·17	"
Nr. IX	46·92	"

John, Eichleiter.

V. Metalle und Legirungen.

Messing aus dem Messingwerk „Achenrain" in Tirol:

	Procent
Kupfer	65·10
Zink	34·52
Eisen	0·37
Blei	0·31
Summe . . .	100·30

Ausserdem sind noch Spuren von Nickel und Antimon vorhanden.

John.

Rohzink, eingesendet von der Loebecke'schen Zinkweissfabrik in Niedszieliska bei Lyczakowa:

	Procent	
Blei	1·250	
Cadmium	0·023	
Kupfer	0·002	
Zinn	0·046	
Eisen	0·045	
Aluminium	0·024	
Arsen	Spur	
Antimon	"	Eichleiter.

Kupfer, eingesendet von Joh. Danzinger, Metallschraubenfabrikant in Wien:

	Procent
Kupfer	99·47

Eichleiter.

Eisensorten, eingesendet von der Direction der fürsterzbischöflichen Berg- und Hüttenwerke in Friedland:

	I.	II.	III.	IV.	V.
	Procent				
Kohlenstoff	3·99	3·91	4·14	0·160	0·140
Schwefel	0·10	0·061	0·048	0·045	0·055
Silicium	1·63	0·54	0·93	0·077	0·010
Kupfer	0·013	0·011	Spur	0·103	0·109

I. Graues Roheisen, II. weisses Roheisen, III. Graues Roheisen, IV. Schmiedeeisen, V. Eisenblech. Eichleiter.

Legirung, eingesendet von der Joh. Weitzer'schen Waggonfabrik in Graz:

	I.	II.
	Procent	
Zinn	81·04	79·38
Antimon	11·95	14·14
Kupfer	6·74	6·84
Eisen	0·35	Spur
Summe	100·08	100·36

John, Eichleiter.

Martinstahl aus dem Stahlwerke in Traisen, eingesendet von A. & G. Lenz:

	Procent	
Kohlenstoff, chem. gebunden	0·663	0·715 Gesammtkohlenstoff
Graphit	0·052	
Silicium	0·068	
Schwefel	0·096	
Phosphor	0·040	
Mangan	0·048	
Kupfer	0·008	
Kobalt und Nickel	Spuren	

Eichleiter.

Roheisen aus dem fürsterzbischöflichen Berg- und Hüttenwerk Friedland, eingesendet von der Direction dieser Werke:

	I. Procent		II. Procent	
Kohlenstoff, chem. gebunden	0·53	3·30 Gesammtkohlenstoff	0.53	3·15 Gesammtkohlenstoff
Graphit	2·77		2·62	
Silicium	1·84		0·71	
Phosphor	0·97		1·84	
Schwefel	0·11		0·10	
Nickel	Spur		0·06	

Eichleiter.

Nickel-Golddraht, eingesendet von Cornides & Co. in Wien:

	Procent
Kupfer	84·68
Nickel	14·63
Gold	0·68
Eisen	0·14
Summe	100·13

John.

Stahl mit darin vorkommenden grauen Theilchen mit lichtem Kern, eingesendet von der k. k. priv. Waffenfabriks-Gesellschaft in Steyer:

	Stahl (Procent)	Graue Theilchen im Stahl (Procent)
Gesammtkohlenstoff	0·635	0·638
Graphit	0·027	0·090
Silicium	0·390	0·394
Schwefel	0·125	0·105
Phosphor	0·058	0·056
Kupfer	0·162	0·166
Mangan	0·320	0·327

John.

VI. Kalke, Dolomite, Magnesite, Gypse und Baryte.

Kalkstein, eingesendet von dem Forstamte der Herrschaft Reichenau, Niederösterreich. Der Kalkstein ist ausserordentlich rein. Die Bestimmung des kohlensauren Kalkes ergab 99·82 Procent.

Eichleiter.

Kalkstein von Brunn an der Wild bei Horn in Niederösterreich, eingesendet von Gebrüder Gamerith.

	I. Procent	II. Procent
Kohlensaurer Kalk	75·43	99·00
Kohlensaure Magnesia	16·07	0·90
Eisenoxyd und Thonerde	0·35	0·08
In Säuren unlöslicher Rückstand	8·14	0·01
Summe	99·99	99·99

John.

Gyps von Trautenfels bei Steinach in Steiermark. Eine Durchschnittsprobe aus zahlreichen Stücken ergab:

	Procent
Schwefelsäure	26·36
Kieselsäure	26·14
Thonerde mit etwas Eisenoxyd . . .	11·54
Kalk	19·80
Glühverlust (Wasser)	16·20
Summe . . .	100·00

Ausserdem sind noch Spuren von Chlor und Natrium vorhanden. Der Gypsgehalt beträgt 56·74 Procent. John.

Von demselben Einsender wurden Gypsproben blos auf ihren Gehalt an Gyps untersucht und dabei folgende Resultate gefunden:

	Lichte Sorte	Dunklere Sorte
	Procent	
Schwefelsäure	30·36	45·96
Aus der Schwefelsäure berechnete Gypsmenge	65·27	98·17

Eichleiter.

Dolomit aus dem Gairachthale bei Römerbad (oberer Triasdolomit), übergeben vom Bergrath F. Teller:

	Procent
Kohlensaurer Kalk	53·86
Kohlensaure Magnesia	46·14
Eisenoxyd	Spur
Unlöslicher Rückstand	Spur
Summe . . .	100·00

John.

Gyps von Heiligenkreuz in Niederösterreich, eingesendet von F. Fischer in Wien:

	Durchschnittsprobe	Ausgewählte schöne Stücke
	Procent	
Schwefelsäure	37·76	40·40
Daraus berechnete Gypsmenge . .	81·18	86·86

John.

Weisskalk, eingesendet von der Gumpoldskirchner Weisskalkgewerkschaft Bayer & Kammerzell:

	Procent
Kalk	99·15
Magnesia	0·60
Eisenoxyd und Thonerde .	0·32
Unlöslicher Rückstand . .	0·02
Glühverlust	0·10
Summe . . .	100·09

Eichleiter.

Kalkstein von Dobrschin bei Schüttenhofen, eingesendet von Gebrüder Trnka:

	I. Procent	II. Procent
Kohlensaurer Kalk	90·48	93·75
Kohlensaure Magnesia . .	1·93	1·49
Eisenoxyd und Thonerde .	0·08	0·11
Unlöslicher Rückstand . .	7·80	4·90
Summe . . .	100·29	100·25

John.

Leithakalk von Mailberg, Niederösterreich, eingesendet von der Maltheser-Ordenscommende:

	Procent	
Kohlensaurer Kalk	97·70	
Kohlensaure Magnesia	0·61	
Phosphorsaurer Kalk ($Ca_3\ P_2\ O_8$) . .	1·29	(mit 0·70 Procent Phosphorsäure)
Eisenoxyd und Thonerde	0·40	
Unlöslicher Rückstand	0·36	
Summe . . .	100·36	

John.

Gypse von Preinfeld bei Heiligenkreuz, Niederösterreich, eingesendet von Ferd. Fischer:

	A. Gyps Procent	*B.* Gyps, entwässert Procent
Schwefelsäure	42·36	52·75
Kalk	29·62	36·89
Wasser	19·70	—
Gangart (Diff.)	8·32	10·36
Summe . . .	100·00	100·00

Daraus berechnet sich der Gehalt an Gypssubstanz im Gyps zu 90·97 Procent, während der gebrannte Gyps 89·59 Procent schwefelsauren Kalk enthält. Eichleiter.

Kalkstein vom Waschberg bei Stockerau, eingesendet von der Stockerauer Kalkgewerkschaft:

	Procent
Kohlensaurer Kalk	94·75
Kohlensaure Magnesia	2·19
Eisenoxyd und Thonerde	0·60
Unlöslicher Rückstand	2·64
Summe . . .	100·18

Eichleiter.

Dolomitischer Kalkstein von Hohenberg, Niederösterreich, eingesendet von der gräfl. Hoyos-Sprinzenstein'schen Gutsverwaltung:

	Procent
Kohlensaurer Kalk	73·39
Kohlensaure Magnesia	26·78
Eisenoxyd und Thonerde	0·30
Unlöslicher Rückstand	0·08
Summe . . .	100·55

John.

Dolomite aus Steinbrüchen zwischen Startsch und Trebitsch, eingesendet von C. Budischowski.

Diese Dolomite enthalten neben kohlensaurem Kalk und geringen Mengen von Eisenoxyd, Thonerde und in Salzsäure unlöslichen Bestandtheilen:

	I.	II.	III.	IV.	V.
	Procent				
Kohlensaure Magnesia . .	41·98	37·44	40·69	33·89	42·21

John.

Weisskalk aus dem Kalkstein der Hinterbrühl bei Mödling in Niederösterreich, eingesendet von der dortigen Kalkgewerkschaft:

	Procent
Kalk	97·20
Magnesia	0·68
Eisenoxyd und Thonerde	0·56
Unlöslicher Rückstand	0·19
Kohlensäure und Wasser	1·44
Summe . . .	100·07

John.

Schwerspath von Reichenau, Niederösterreich, eingesendet von L. R. v. Hertberg.

	Weisse Var.	Röthliche Var.
	Procent	
Baryt	65·14	64·62
Schwefelsäure	34·06	33·78
Schwefelsaurer Baryt	99·20	98·40
Kieselsäure	0·81	1·40
Eisenoxyd	Spur	0·06
Summe	100·01	99·86

John.

VII. Thone und Sande.

Thone von Ziersdorf bei Eggenburg, Niederösterreich, übergeben von Franz d. P. Riegler:

	I.	II.	III.
	Procent		
Kieselsäure	49·65	46·75	49·35
Kohlensaurer Kalk	21·78	20·26	13·30

Eichleiter.

Quarzsande, eingesendet von der österreichischen Filtergenossenschaft:

	I.	II.	III.	IV.
	Procent			
Kieselsäure	88·78	88·92	95·60	91·02
Thonerde mit etwas Eisenoxyd	6·94	6·32	2·90	4·74
Kalk	0·28	0·20	0·34	0·26
Magnesia	Spur	Spur	Spur	Spur
Alkalien (Diff.)	3·50	4·02	0·46	2·62
Glühverlust	0·50	0·54	0·70	1·36
Summe	100·00	100·00	100·00	100·00

Nr. I und II Mauthausen, III Neu-Lengbach, IV Linz.

Eichleiter.

Quarzsand aus der Umgebung des „Rupertshof" bei Rudolfswerth in Unterkrain, eingesendet von der dortigen Gutsverwaltung:

	Procent
Kieselsäure	92·10
Thonerde	2·56
Eisenoxyd	1·10
Kalk	0·50
Magnesia	Spur
Glühverlust	3·70
Summe	99·96

Eichleiter.

VIII. Wässer.

Wasser von Lednicz-Rovnye, eingesendet von der dortigen Gutsverwaltung:

In 10 Litern des Wassers sind enthalten Gramme:

Schwefelsäure	0·849
Chlor	0·010
Kalk	1·520
Magnesia	0·161
Kali	0·116
Natron	0·242
Trockenrückstand	4·032

Daraus berechnet, sind die Carbonate als einfache Salze gerechnet:

Kohlensaurer Kalk	2·1767
Kohlensaure Magnesia	0·3380
Schwefelsaurer Kalk	0·7310
Schwefelsaures Kali	0·2340
Schwefelsaures Natron	0·5343
Chlornatrium	0·0164
Summe der fixen Bestandtheile	4·0304

Rechnet man die Carbonate als Bicarbonate, so erhält man:

Doppeltkohlensaurer Kalk	3·1344
Doppeltkohlensaure Magnesia	0·5150
Schwefelsaurer Kalk	0·7310
Schwefelsaures Kali	0·2340
Schwefelsaures Natron	0·5343
Chlornatrium	0·0164
Summe der Bestandtheile	5·1651

John.

Wasser von Spital am Phyrn, eingesendet von Carl Schröckenfux, Sensenfabrikant.

In 10 Litern sind enthalten Gramme:

Chlor	61·499
Schwefelsäure	22·983
Kohlensäure	0·573
Kalk	5·978
Magnesia	1·563
Kali	0·456
Natron	63·288
Trockenrückstand	144·060

Ferner sind enthalten Spuren von Kieselsäure, Phosphorsäure Salpetersäure, Eisen, Thonerde und organischer Substanz.

Zu Salzen gruppirt, erhält man in 10 Litern des Wassers Gramme:

Chlornatrium	101·315
Schwefelsaures Natron	22·127
Schwefelsaures Kali	0·844
Schwefelsaurer Kalk	12·747
Schwefelsaure Magnesia	4·689
Kohlensaurer Kalk	1·302
Summe der fixen Bestandtheile . .	143·024

Das vorliegende Wasser ist also als eine schwache Salzsoole zu bezeichnen. John.

Wasser aus der Umgebung von Gloggnitz, übergeben vom dortigen Bürgermeisteramte.

In 10 Litern sind enthalten Gramme:

	Grosse Duftquelle	Kleine Duftquelle	Schlosswald-quelle
Kalk	0·794	0·896	1·120
Magnesia	0·378	0·357	0·326
Schwefelsäure	0·151	0·041	0·082
Organische Substanz, ausgedrückt in der Menge von Sauerstoff, die zu deren Oxydation nothwendig ist	0·0010	0·0010	0·0012
Summe der fixen Bestandtheile .	2·482	2·580	2·910

Ausserdem sind noch in sehr geringen Mengen vorhanden: Kieselsäure, Chlor, Kali, Natron, Thonerde und Eisenoxyd. In Spuren nachweisbar waren Salpetersäure und Ammoniak, dagegen war das Wasser frei von salpetriger Säure, Schwermetallen etc.

Zu Salzen gruppirt, findet man in 10 Litern Gramme:

	Grosse Duftquelle	Kleine Duftquelle	Schlosswald-quelle
Kohlensaurer Kalk	1·229	1·548	1·898
Kohlensaure Magnesia	0·794	0·750	0·685
Schwefelsaurer Kalk	0·257	0·070	0·139
Summe der Hauptbestandtheile	2·280	2·368	2·722
Differenz auf die Summe der oben angegebenen fixen Bestandtheile	0·202	0·212	0·188

Die letztangeführte Differenz stellt beiläufig die Menge der in geringer Quantität vorhandenen Bestandtheile dar. John.

Wasser von Bizovac in Slavonien, eingesendet von der Societé d'importation de chêne.

In 10 Litern sind enthalten Gramme:

Kalk	1·800
Magnesia	0·723
Eisenoxyd	0·088
Thonerde	0·080
Kieselsäure	0·064
Salpetersäure	0·020
Organische Substanz, ausgedrückt durch die zur Oxydation derselben nothwendige Sauerstoffmenge	0·035
Summe der fixen Bestandtheile	5·160

Zu Salzen gruppirt, findet man in 10 Litern Gramme:

Kohlensauren Kalk	3·214
Kohlensaure Magnesia	1·518
Eisenoxyd	0·088
Thonerde	0·080
Kieselsäure	0·064
Summe der Hauptbestandtheile	4·964
Differenz auf die Summe der gefundenen fixen Bestandtheile	0·196

In dieser Differenz sind enthalten: Alkalien, Schwefelsäure, Chlor, Salpetersäure und organische Substanzen. John.

Natron-Säuerling von Pucho bei Trencsin eingesendet von Dr. Hugo Drucker.

Dieses Mineralwasser wurde an Ort und Stelle durch Herrn Dr. L. v. Tausch entnommen. Es ist vorderhand noch stark mit Sumpfwasser gemengt und enthält daher viel Ammoniak, Salpetersäure und organische Substanz.

Diese Analyse war daher nur eine orientirende und wird vielleicht später eine Untersuchung des isolirten Säuerlings vorgenommen werden können. Aus diesem Grunde wurde auch von einer Gruppirung der Bestandtheile zu Salzen abgesehen.

In 10 Litern sind enthalten Gramme:

Kalk	2·6400
Magnesia	0·8210
Eisenoxyd und Thonerde	0·0400
Kali	0·1165
Natron	10·0099
Ammoniak	0·0550
Schwefelsäure	0·3735
Chlor	0·3321

Salpetersäure	0·2150
Gesammt-Kohlensäure . . . . . . , . . .	29·3800
Organische Substanz, ausgedrückt durch die zur Oxydation derselben nothwendige Sauerstoffmenge	0·0240
Trockenrückstand bei 180° C.	26·4800

John.

IX. Soolen.

Soolen aus den Ausseer Salzbergbauen, eingesendet vom k. k. Finanzministerium.

Die qualitative Analyse ergab ausser den unten angegebenen, quantitativ bestimmten Bestandtheilen noch Spuren von Kieselsäure, Eisen und Thonerde.

Die quantitative Analyse ergab in Gewichtsprocenten:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Schwefelsäure	1·006	0·803	1·064	1·003	0·810	0·920	1·655
Chlor	15·589	15·517	15·645	15·598	15·683	15·742	15·257
Kalk	0·056	0·055	0·055	0·059	0·070	0·064	0·040
Magnesia	0·344	0·272	0·367	0·328	0·289	0·303	0·519
Kali	0·608	0·653	0·628	0·772	0·386	0·618	0·985
Natron	13·265	13·159	13·508	13·584	13·584	13·584	13·106
Trockenrückstand . . .	27·590	27·160	27·600	27·650	27·390	27·565	28·160

Aus diesen gefundenen Zahlen können folgende Salze berechnet werden:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
			Procent				
Schwefelsaures Kali . .	1·125	1·209	1·162	1·429	0·715	1·144	1·823
Schwefelsaurer Kalk . .	0·136	0·134	0·134	0·143	0·170	0·155	0·097
Schwefelsaure Magnesia	0·614	0·252	0·677	0·528	0·632	0·455	1·140
Chlormagnesium . . .	0·328	0·447	0·336	0·360	0·186	0·360	0·328
Chlornatrium	25·296	25·031	25·376	25·272	25·626	25·509	24·749
Summe der fixen Bestandtheile . . .	27·499	27·073	27·685	27·732	27·329	27·623	28·137

I. Soole aus dem Baron Pretis-Werke.
II. Soole aus dem Kainisch-Sudwerk, 1. Abtheilung.
III. Soole aus dem Kainisch-Sudwerk, 2. Abtheilung.
IV. Soole aus dem Einschlagwerk Gaisruck.
V. Soole aus dem Einschlagwerk Störk.
VI. Soole aus dem Einschlagwerk Lebenau.
VII. Soole aus dem Einschlagwerk Eustach Herrisch-Werke.

John.

Alte, wahrscheinlich keltische Soole aus dem Salzberge bei Hallstadt, eingesendet von der k. k. Salinenverwaltung in Hallstadt.

Diese Soole von der Dichte 1·268 enthält in Gewichtsprocenten:

Chlor	13·477
Schwefelsäure	5·672
Kalk	Spur
Magnesia	5·552
Kali	0·800
Natron	7·110
Eisenoxyd und Thonerde	0·004
Kieselsäure	0·016
Suspendirte Theile (Eisenoxyd u. Thon)	0·036
Summe der fixen Bestandtheile	29·750

Zu Salzen gruppirt, erhält man:

Schwefelsaures Kali	1·480
Schwefelsaure Magnesia	7·488
Chlormagnesium	7·240
Chlornatrium	13·400
Eisenoxyd und Thonerde	0·004
Kieselsäure	0·016
Suspendirte Theile (Eisenoxyd u. Thon)	0·036
Summe der fixen Bestandtheile	29·664

John.

X. Salze.

Bohrproben von Turza wielka in Galizien. Die Bohrungen wurden dort auf Vorschlag des Herrn Oberbergrath Dr. E. Tietze im Auftrage des k. k. Finanzministeriums durchgeführt. Es handelte sich hierbei um die Erbohrung von kalihältigen Salzen, welche auch wirklich aufgefunden wurden.

	Bezeichnung						
	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7
	Bohrtiefe in Metern					Ausgesuchte Stücke	
	211	217	262	274	274·5		
Gesammt-Schwefelsäure	15·20	15·79	27·91	13·97	33·12	33·82	31·31
In Wasser löslich: Chlor	20·40	23·95	22·45	29·93	20·61	7·51	15·67
In Wasser löslich: Kali	4·11	8·19	10·37	9·56	7·86	18·38	17·11
In Wasser löslich: Natron	17·12	17·14	19·58	22·02	18·41	1·80	8·28
In Wasser löslich: Kalk	3·80	0·65	0·63	1·46	6·02	Spur	Spur
In Wasser löslich: Magnesia	2·35	6·55	9·08	4·83	3·43	12·45	11·98
In Wasser unlösliche Theile	33·09	21·98	8·06	13·46	20·52	0·17	2·50
Schwefelsäure in dem in Wasser unlöslichen Theile	1·99	—	—	—	10·68	—	—
Wasser bis 100° C.	2·58	4·96	2·74	8·20	1·80	15·40	11·25
Wasser über 100° C.	8·38	6·42	4·54	4·12	4 32	12·70	6·30

Zu Salzen gruppirt:

		Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7
		Bezeichnung						
		Bohrtiefe in Metern					Ausgesuchte Stücke	
		211	217	262	274	274·5		
In Wasser löslich	Schwefelsaures Kali	7·60	15·14	19·17	17·67	14·53	33·96	31·63
	Schwefelsaures Natron	7·61	14·04	32·32	6·69	12·73	4·12	18·96
	Chlornatrium	26·03	20·77	10·32	36·02	24·25	—	—
	Schwefelsaurer Kalk	9·23	1·58	1·53	3·55	14.62	—	—
	Schwefelsaure Magnesia	—	—	—	—	—	23·88	9·17
	Chlormagnesium	5·58	15·54	21·55	11·47	8·15	10·87	21·16
In Wasser unlöslich	Schwefelsaurer Kalk	3·38	—	—	—	18·15	—	—
	Thonige Bestandtheile	29·71	21·98	8·06	13·46	2·37	0·17	2·50
Wasser bis 100° C.		2·58	4·96	2·74	8·20	1·80	15·40	11·25
Wasser über 100° C.		8·38	6·42	4·54	4.12	4·32	12·70	6·30
Summe		100·10	100·43	100·23	101·18	100·92	101·10	100·97

John.

XI. Gesteine.

Wollastonit (zersetzt) aus der Umgebung von Üsküb, eingesendet von S. Klein:

	Procent
Kieselsäure	43·36
Thonerde	7·82
Eisenoxydul	5·04
Kalk	39·70
Magnesia	2·56
Glühverlust	2·06
Summe	100·54

John.

Basalte von Schönwald, eingesendet von F. Trägner:

	Procent Eisenoxyd		Procent	
I	16·70,	entsprechend	11·71	Eisen
II	16·34,	„	11·44	„

Eichleiter.

Andesittuff (zersetzt) von Storé bei Cilli, eingesendet vom Berg- und Hüttenwerk Storé:

	Procent
Kieselsäure	68·30
Thonerde mit etwas Eisenoxyd	12·20
Kalk	3·38
Magnesia	0·68
Alkalien (Diff.)	1·72
Glühverlust	13·72
Summe	100·00

John.

Thoniges Gestein mit Schwefelkies-Einsprenglingen von Petrovic auf der Halbinsel Luštica bei Cattaro, eingesendet von Ante Deškovic:

	Procent
In Salpetersäure unlösliche thonige Bestandtheile	45·20
Thonerde	15·00
Eisenoxyd	0·51
Schwefelkies	26·84
Wasser etc. (Diff.)	12·45
Summe	100·00

Eichleiter.

XII. Erdöle.

Rohpetroleum vom Versuchsschacht Welki Poganac bei Lepavina in Croatien aus 10 *m* Tiefe, eingesendet von Ign. Schwarz in Budapest.

Das Rohöl ist von grünlich schwarzer Farbe und zeigte ein specifisches Gewicht von 0·845.

Einer trockenen Destillation unterworfen, gingen über:

	Procent	Spec. Gew.
Benzine bis 100° C.	2·45	0·770
Leichte Oele von 100—150° C.	7·93	0·790
Leuchtöle von 150—200° C.	10·35	0·817
„ „ 200—250° C.	10·76	0·830
„ „ 250—300° C.	28·33	0·851
Schwere Oele über 300° C.	33·35	0·867
Petroleumgummi	1·85	
Coaksrückstand	3·80	
Gase und Verlust	1·18	
Summe	100·00	

Die Destillate von 150—300° C., also die sogenannten Leucht- oder Brennöle, betrugen 49·44 Procent. John.

Rohpetroleum von Režany in Bosnien, eingesendet vom k. u. k. Reichsfinanzministerium. Das Rohpetroleum war von dunkelbrauner Farbe, hatte ein specifisches Gewicht von 0·851 und gab bei der trockenen Destillation folgende Bestandtheile:

	Procent	Spec. Gew.
Benzine bis 100° C.	21·24	0·758
Leichte Oele von 100—150° C.	16·61	0·822
Leuchtöle von 150—200° C.	15·44	0·843
„ „ 200—250° C.	7·16	0·863
„ „ 250—300° C.	4·03	0·878
Schwere Oele über 300° C.	25·35	0·892
Coaksrückstand	5·70	
Gase und Verlust	4·47	
Summe	100·00	

Die Destillate von 150—300° C., das sind die sogenannten Leucht- oder Brennöle, betrugen 26·63 Procent. Eichleiter.

Rohpetroleum aus dem Bohrschacht „Evelyne“ in Körös-Mezö, Ungarn, eingesendet von Oberbergrath C. M. Paul. Das vorliegende Rohpetroleum ist von dunkelbrauner Farbe und ziemlich leichtflüssig. Sein specifisches Gewicht beträgt bei 15° C. 0·785. Eine trockene Destillation ergab:

	Procent	Spec. Gew.
Benzine bis 100° C.	13·85	0·717
Leichte Oele von 100—150° C.	20·90	0·743
Leuchtöle von 150—200° C.	12·85	0·765
„ „ 200—250° C.	13·54	0·783
„ „ 150—300° C.	22·31	0·824
Schwere Oele von 300—350° C.	6·13	0·856
Schwere, parafinreiche Oele über 350° C.	8·00	0·862
Petroleumgummi	0·05	
Coaks	0·87	
Gase und Verlust	1·50	
Summe	100·00	

Die Destillate von 150—300° C., das sind die sogenannten Leucht- oder Brennöle, betrugen 48·70 Procent. John.

XIII. Diverse.

Zinkweiss aus der v. Loebecke'schen Zinkweissfabrik in Niedszieliska bei Szczakowa.

	I.	II.
	Procent	
Zinkoxyd	99·37	99·24
Bleioxyd	0·29	0·23
Eisenoxyd	0·01	0·01
Glühverlust	0·20	0·23
Kieselsäure	Spur	Spur
Chlor	Spur	Spur
Summe	99·87	99·71

Eichleiter.

Schwefelkiesreicher Anthracit und Kohlenasche, eingesendet von der südböhmischen Steinkohlengewerkschaft in Budweis.

	Kohlenasche	Anthracit mit Schwefelkies
	Procent	
Göldisch-Silber	0·00035	0·00041
Gold	Spur	etwa 0·00002

John.

Zifferblätter für Uhren, bestehend aus einem Kupferplättchen mit Emailüberzug, übergeben von A. C. Spauner in Wien, enthält 20·15 Procent Blei. John.

Vitriolschiefer von Calceranica bei Levico in Südtirol, eingesendet von W. Karp in Wien.

2 Kilo dieses Schiefers wurden mit Wasser ausgelaugt und das Filtrat auf 10 Liter gebracht.

10 Liter dieser Lösung, entsprechend 2 Kilo ursprünglichem Vitriolschiefer, enthielten Gramme:

Kalk	7·0500
Magnesia	14·1570
Kali	0·1390
Natron	0·2653
Eisenoxydul	1·8420
Eisenoxyd	0·1544
Manganoxydul	1·3579
Thonerde	3·9000
Kieselsäure	0·9060
Schwefelsäure	45·0023
Chlor	0·2376

Ausserdem sind noch Spuren von Arsen und Antimon in dem vorliegenden Wasser enthalten.

Berechnet man die oben gefundenen Werthe auf Salze, so enthalten 10 Liter des wässerigen Auszuges, entsprechend 2 Kilo Vitriolschiefer, in Grammen:

Schwefelsaures Eisenoxydul	3·8844
Schwefelsaures Eisenoxyd	0·3860
Schwefelsaures Manganoxydul	2·8879
Schwefelsaure Thonerde	6·9209
Schwefelsaurer Kalk	17·1214
Schwefelsaure Magnesia	42·4710
Chlornatrium	0·3379
Chlorkalium	0·2039

John.

Steinkohlentheerpech von Julius Rütgers in Angern, Niederösterreich.

	I.	II.
	Procent	
Coaks	44·20	35·30
Erweichungspunkt (nach Muck's Stäbchenmethode)	36·50° C.	38·00° C.

John.

Bodenleche, eingesendet von der Oberungarischen Berg- und Hüttenwerks-Actiengesellschaft.

	Procent
Kupfer	18·72

Eichleiter.

Vitriolschiefer von Obora bei Skalitz-Goldenbrunn in Mähren, eingesendet von F. Swoboda.

Durch Wasser liessen sich ausziehen:

	Procent
Schwefelsäure	19·71
Thonerde	7·86
Eisenoxydul	0·21
Kalk	0·12
Kali	0·12
Natron	0·84

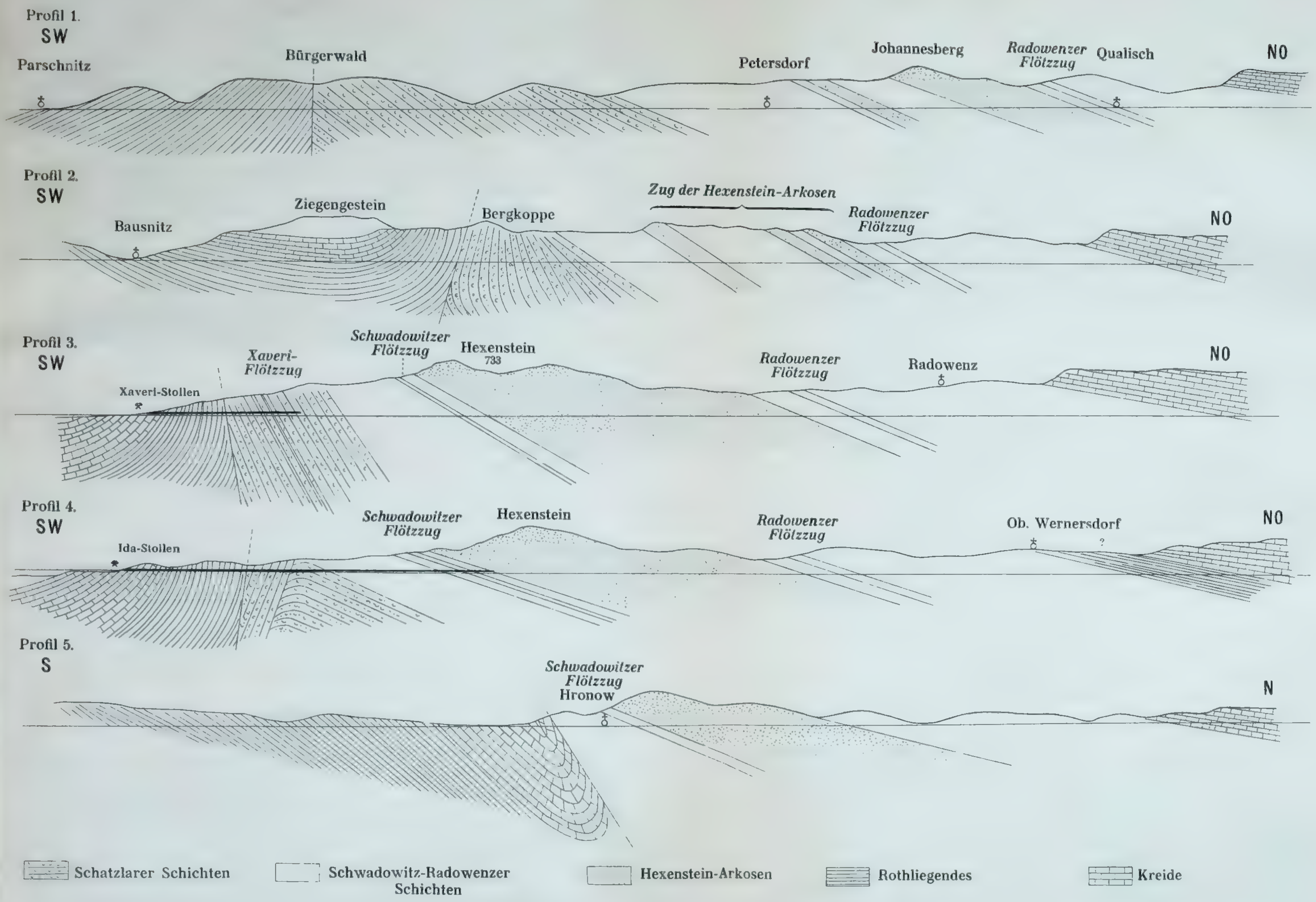
Zu Salzen gruppirt, erhält man:

	Procent
Schwefelsaure Thonerde	26·17
Schwefelsaures Eisenoxydul	0·44
Schwefelsaurer Kalk	0·29
Schwefelsaures Kali	0·22
Schwefelsaures Natron	1·92

Aus diesem wässerigen Auszug liesse sich durch Zusatz von 13·15 Procent schwefelsaurem Kali 72·58 Procent Kalialaun herstellen.

John.

Gesellschafts-Buchdruckerei, Brüder Hollinek, Wien, III., Erdbergstrasse 3.



Kartogr. Anstalt v. G. Freytag & Berndt, Wien.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Band XLVII, 1897.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Übersichtskärtchen des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens.

Maßstab 1 : 500.000.

Geologische Kartenskizze
des
österreichischen (SW) Muldenflügels des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens.

Von Dr. A. Weithofer.

Maßstab 1 : 100.000.

Kartogr. Anstalt v. G. Freytag & Berndt, Wien.

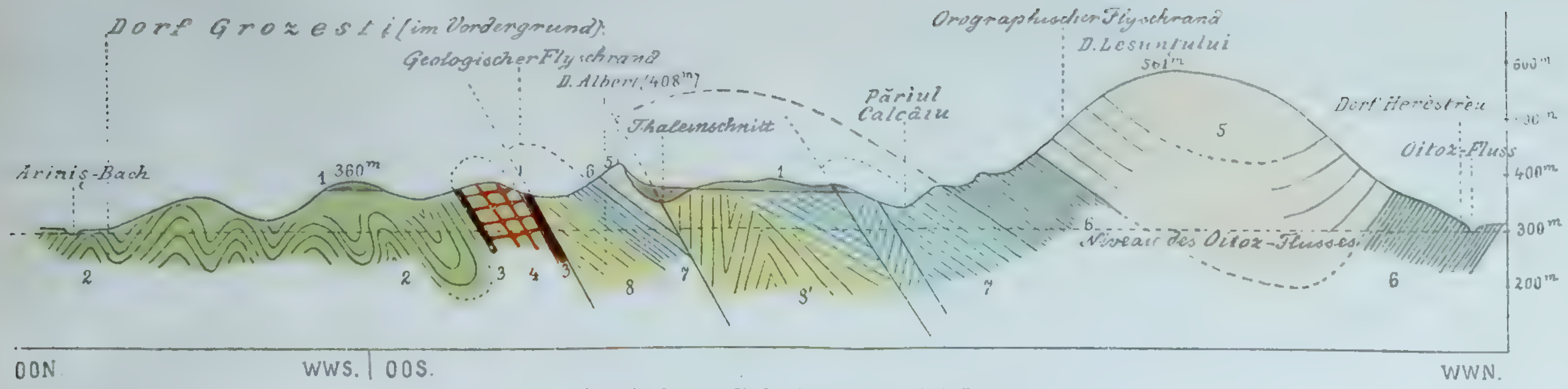


Fig. 1. Querprofil des Flyschrandes bei Grozesti.

Alluvium.

Lössähnlicher Lehm und Flussschotter der Niederterrasse.

Diluvialer lössähnlicher Lehm und Schotter (Hochterrasse).

Miocäne Salzformation.

Gyps innerhalb der miocänen Salzformation.

Palla.

Obere Abtheilung der Menilitschiefer-Stufe (massiger Tisceşti-Sandstein).

Untere Abtheilung der Menilitschiefer-Stufe (××× Schipoter-Schichten).

Târgul-Ocna'er Schichten.

Palaeogene Salzformation.

a b c u. s. w. wichtigere, im Texte erwähnte Aufschlüsse.

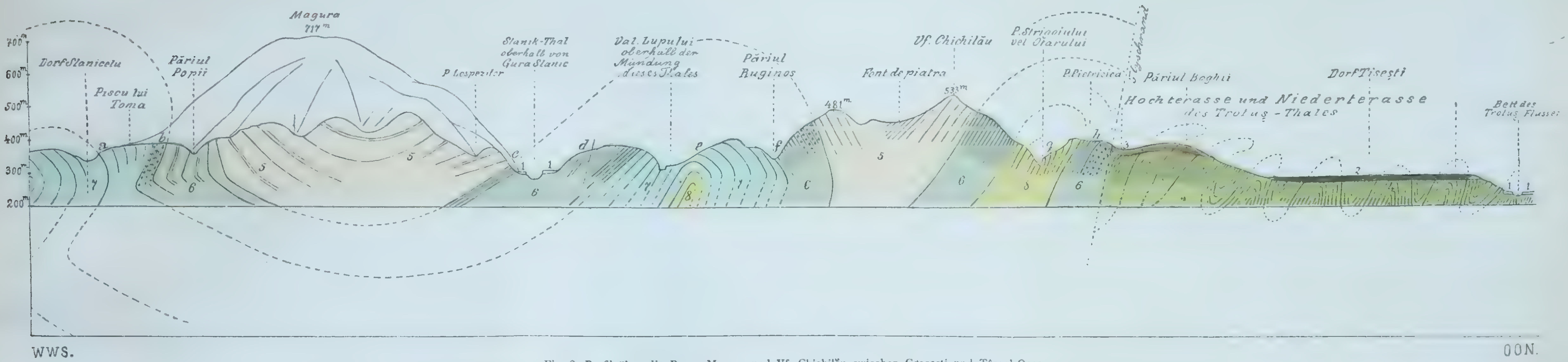


Fig. 2. Profil über die Berge Magura und Vf. Chichilău zwischen Grozesti und Târgul-Ocna.

DRUCK VON JOHANN N. VERNAY IN WIEN.

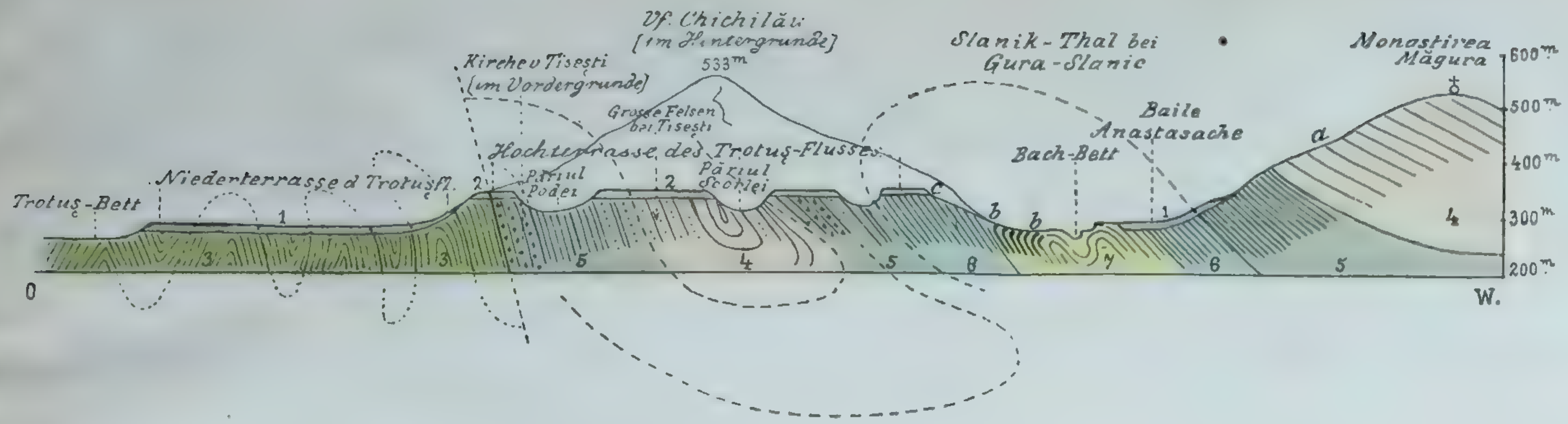


Fig. 1. Querprofil des Flysches und des Flyschrandes bei Târgul-Ocna (südliche Thalseite des Trotuș).

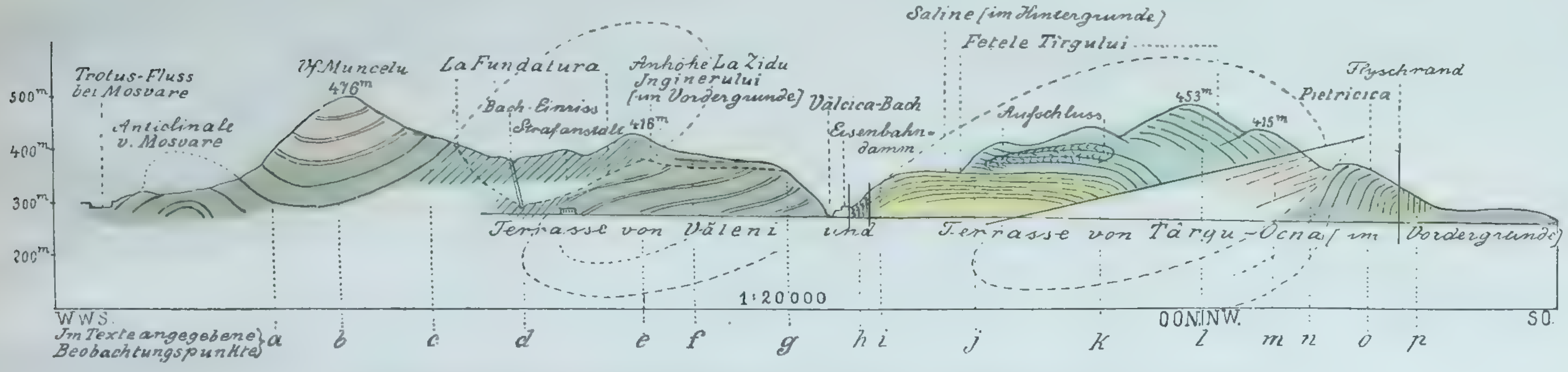


Fig. 2. Querprofil des Flysches und Flyschrandes bei Târgul-Ocna (nördliche Thalseite des Trotuș).

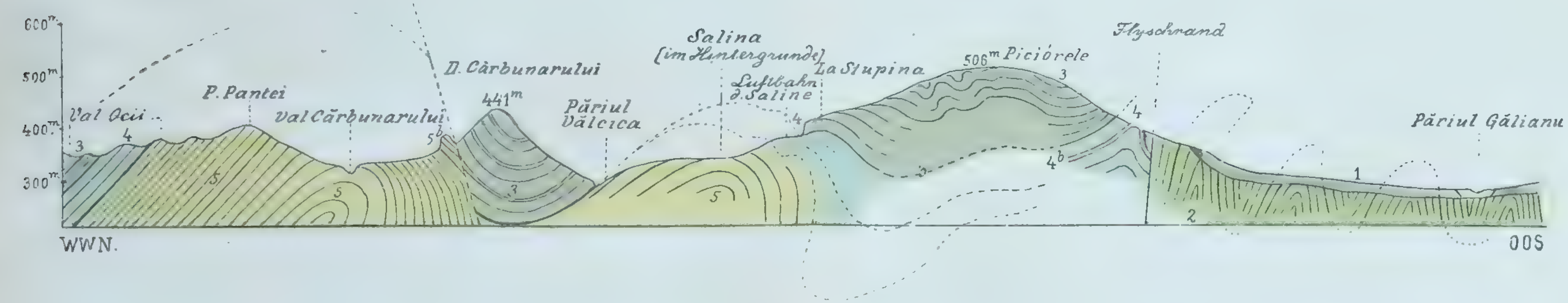


Fig. 3. Querprofil über das Vălcica- und das Găliana-Thal (südliche Umgebung der Saline von Târgul-Ocna)

- Alluvium.
- Lössähnlicher Lehm und Flussschotter der Niederterrasse.
- Diluvialer lössähnlicher Lehm und Schotter (Hochterrasse).
- Miocäne Salzformation.
- Obere Abtheilung der Menilitschiefer-Stufe (massiger Tiseștĭ-Sandstein).
- Untere Abtheilung der Menilitschiefer-Stufe (××× Schipoter-Schichten).
- Târgul-Ocna'er Schichten.
- Gyps der Târgul-Ocna'er Schichten.
- Paläogene Salzformation.

a b c u. s. w. wichtigere, im Texte erwähnte Aufschlüsse.

DRUCK VON JOHANN N. VERNAY IN WIEN

Inhalt.

Heft 3 und 4.

Seite

Uebersicht der Wirbelthierfauna des „Böhmischen Massivs" während der anthropozoischen Epoche. Von J. N. Woldřich . . . 393

Ueber die stratigraphische Stellung des Lunzer-Sandsteines in der Triasformation. Von A. Bittner . . . 429

Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Von Dr. K. A. Weithofer. Mit 2 lithographirten Tafeln (Nr. XIII und XIV) . . . 455

Ueber einige artesische Brunnenbohrungen in Ottakring und deren geologische und palaeontologische Resultate. Von Othenio Abel. Mit 4 Textfiguren und einer Tabelle . . . 479

Der Bau des Gneissgebietes von Gross-Bittesch und Namiest in Mähren. Von Dr. Franz E. Suess. Mit einer lithographirten Tafel (Nr. XV) . . . 505

Der marine Tegel von Theben-Neudorf in Ungarn. Von Franz Schaffer. Mit 7 Zinkotypien im Text . . . 533

Das Tertiär des Agramer Gebirges. Von Prof. Dr. Carl Gorjanović-Kramberger. Mit 3 Zinkotypien im Text . . . 549

Zur Geologie der Bacau'er Karpathen. Von Dr. W. Teisseyre. Mit 2 Profiltafeln (Nr. XVI und XVII) und 33 Zinkotypien im Text. 567

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1895—1897. Von C. v. John und C. F. Eichleiter . . . 737

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien, III., Erdbergstrasse 3.

CALIF ACAD OF SCIENCES LIBRARY
3 1853 10006 0453